柴达木盆地西部
岩性油气藏勘探潜力

马达德　等著

石油工业出版社

责任编辑：庞奇伟
责任校对：黄京萍
封面设计：乘設偉業 CHANT GREAT



定价：58.00元

柴达木盆地西部
岩性油气藏勘探潜力

马达德　刘　震　陈艳鹏　等著

石　油　工　业　出　版　社

内容提要

本书在综合研究柴西南区古近—新近系石油地质条件的基础上，与我国东部断陷盆地隐蔽油气藏的成藏条件和主控因素等展开对比，为柴达木盆地西部寻找岩性油气藏提供理论依据，并提出一套适合柴达木盆地岩性油气藏勘探的技术流程和工作方案。

本书可供从事油气勘探的研究人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

柴达木盆地西部岩性油气藏勘探潜力/马达德等著.
北京:石油工业出版社,2010.12
ISBN 978-7-5021-8101-7

Ⅰ.柴…
Ⅱ.马…
Ⅲ.柴达木盆地-岩性油气藏-油气勘探
Ⅳ.P618.130.8

中国版本图书馆CIP数据核字(2010)第216858号

出版发行:石油工业出版社
(北京安定门外安华里2区1号 100011)
网 址:http://www.petropub.com.cn
编辑部:(010)64523543 发行部:(010)64523620
经 销:全国新华书店
排 版:北京乘设伟业科技有限公司
印 刷:北京市前进印刷厂

2010年12月第1版 2010年12月第1次印刷
787×1092毫米 开本:1/16 印张:13.25
字数:355千字

定价:58.00元
(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

前　言

近年来，由于中国东部隐蔽油气藏勘探的不断突破，在隐蔽油气藏形成机理和富集规律方面的基础性地质研究已成为该领域关注的热点。考虑到隐蔽油气藏形成条件、成藏机理、控制因素、分布规律和富集特征在东部断陷盆地与柴达木盆地西部古近—新近系坳陷型盆地之间的差异，笔者运用对比分析手段开展了相应的对比研究工作，获得了有益的结果和重要的认识。

与我国东部盆地相比，柴达木盆地隐蔽油气藏勘探具有相当大的潜力。由于勘探程度的限制，有关隐蔽油气藏的研究十分薄弱。柴西地区已发现的隐蔽油气藏的类型主要有地层、岩性、裂缝型以及复合型，此外还可能存在隐伏构造圈闭型和位于向斜轴部的裂缝型等隐蔽油气藏。柴西地区独特的古地理环境、多隆多凹、隆凹相间的古地貌、地质历史上经历的多期构造运动使柴西地区具有形成复杂多样的隐蔽油气藏的理想条件。但柴西地区的勘探程度总体较低且极不均衡，特别在古近—新近系主力生烃凹陷的周缘及两大山前带的勘探程度更低。目前发现的隐蔽油气藏还只是其中的一小部分。加强隐蔽油气藏的研究和勘探，对于扩大接替区块，增加油气储量具有重要的意义。

本书旨在综合研究柴西南区古近—新近系石油地质基本条件的基础上，与我国东部断陷盆地隐蔽油气藏的成藏条件和主控因素等展开系统对比，查明各盆地的生油层、储层、盖层的配套关系及空间分布，总结断陷盆地已发现的隐蔽油气藏的成藏规律及分布模式并与之对比，为柴西南区寻找岩性油气藏提供理论依据，并提出一套适合柴达木盆地岩性油气藏勘探的技术流程和工作方案，为青海油田公司岩性油气藏勘探突破提供理论基础和技术依据。

笔者首先进行了柴西南区与东部断陷盆地油气成藏基本条件对比分析，查明了两者在构造特征、层序地层模式、沉积体系特征、烃源岩特征、输导系统特征和岩性圈闭特征等方面的差异性；对比了两种盆地地温—地压系统的特点及演化差异性；首次探索了储层油气充注临界动力学模型，定量预测了深、浅两个层段油气充注的古窗口；从东部断陷盆地岩性圈闭成藏模式划分思路，建立了柴西南区新的成藏模式；系统分析了东部断陷盆地岩性油气藏勘探方法和技术，确定了主要的关键技术；最后笔者分析了柴西南区地震波阻抗有色反演的效果，并利用波阻抗资料预测了本地区岩性圈闭的主要类型。

本书共分六章。第一章由马达德、刘震、杨乾政等编写；第二章由刘震、陈艳鹏、李鹤永等编写；第三章由马达德、刘震、梁全胜、陈艳鹏、王中凡等编写；第四章由马达德、刘震、杨乾政、陈艳鹏等编写；第五章由马达德、杨乾政、陈艳鹏等编写；第六章由马达德、陈艳鹏、刘震等编写。全书由马达德统一定稿。

由于笔者水平所限，书中定存不少错误和纰漏，敬请读者批评和指正。

目　　录

第一章　柴西南区与东部断陷湖盆成藏条件对比

柴达木盆地位于青藏高原北缘青海省境内，与塔里木盆地、准噶尔盆地并称为我国西北地区三大内陆盆地。其大地构造位置处于古亚洲构造域南缘附近，南面紧邻特提斯—喜马拉雅构造域，盆地四周为深大断裂及褶皱山系所限，北部为祁连山褶皱带，南部为昆仑山褶皱带，西部以阿尔金走滑断裂带与塔里木盆地相隔。柴西南地区位于甘森—茫崖—油砂山以南、祁漫塔格山以北，西起阿尔金山前、东抵甘森—黄石，面积约7500km^2（图1－1）。

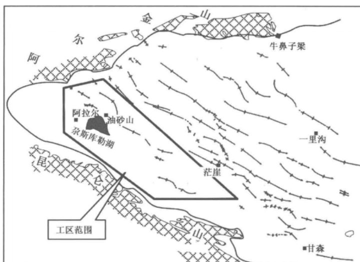


图1－1　工区位置示意图

柴西南区是柴达木盆地勘探程度最高的地区，本区20世纪五六十年代完成了重磁力及电法普查，八九十年代进行了大地电磁测深（MT）、连续电磁阵列剖面（CEMP）勘探及高精度的重磁细测。除铁木里克凸起西侧和黄石凸起二维测网密度较低外（2km×4km～4km×4km），其余地区二维测网密度一般为1km×0.5km～1km×1km，局部2km×2km；七个泉—东柴山构造带主要油区均被三维覆盖，满覆盖面积总计达1495.8km^2。截至目前，本区已探明七个泉、红柳泉、狮子沟、花土沟、尕斯库勒、跃进二号、油砂山、乌南等油田，探明石油地质储量2.46×10^{8}t，被称为“油气富集黄金带”。第三次资源评价的结果表明，七个泉—东柴山构造带区带资源量为7.06×10^{8}t（包括狮子沟—油砂山地区2.61×10^{8}t），剩余资源量较大，具备较大的勘探开发潜力。但由于总体勘探程度较高，寻找具有规模储量的构造油气藏的可能性较小，因此柴西南岩性油气藏具有很大的勘探潜力。

我国东部断陷盆地的岩性油气藏勘探取得了骄人的成绩。近年来，东部的渤海湾、二连盆地陆续发现了一批亿吨级规模的大型岩性地层油气藏和一批5000×10^{4}t级规模的中型岩性地层油气藏，成为各油田增储上产的主要领域，成功实现了油气勘探从以构造油气藏勘探为主的阶段到岩性地层油气藏与构造油气藏勘探并重的转变，部分盆地岩性地层油气藏已成为近年储量增长的主体。柴西南地区岩性油气藏勘探潜力巨大，但岩性油气藏勘探起步较晚。本

书通过与东部断陷盆地成藏条件的对比，指出柴西南区与东部断陷盆地在成藏条件上的相似性和差异性，总结出柴西南区的有利条件和不利条件，为柴西南地区岩性油气藏勘探指明了方向。

第一节　构造特征对比分析

一、断陷盆地构造特征分析

(一)断陷盆地边界断裂特征分析

断裂对盆地油气勘探而言具有举足轻重的作用。断裂的形成期次、展布特征和演化过程与盆地构造的形成、展布，油气的运移、聚集、成藏均息息相关。研究盆地断裂是油气勘探研究的基础工作之一。

1. 边界断层直接控制了湖相沉积，断层与湖岸线基本一致

陆相断陷湖盆的断块翘倾运动引起上盘地表的不对称沉降，并在不断扩展中逐渐形成了半地堑构造样式。这种过程及其每一个发展阶段特有的构造样式对断陷的沉积体系均产生重要影响。

断陷湖盆陡坡带发育的边界深大断裂一般与湖岸线基本一致。断层上升盘隆起，随着主控断层造成的地形反差的不断增大，这里广泛发育侵蚀河流，它们所携带的物源沉积物经断崖直接进入湖盆快速卸载，一般发育冲积扇、近岸浊积扇及扇三角洲沉积体系；而下降盘的翘起，使指向盆地的地形坡降均匀地增大，有利于发育平直的短轴河流，它们携带的沉积物进入湖盆通过宽缓的斜坡带，卸载的方式是渐变的，更多地发育冲积扇、扇三角洲及近岸滩坝沉积体系(图1-2)。

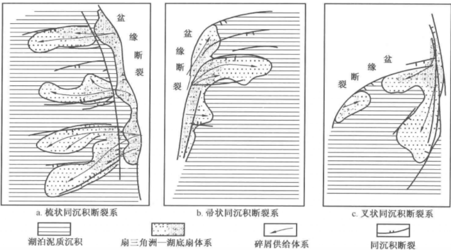


图1-2　断陷盆地盆缘断裂与沉积展布图(据李思田，2004)

2. 边界断层控制着砂体分布

边沉降、边沉积、边断裂、边变形，这是沉积盆地及盆地内次级构造单元演化的普遍形式。沉积盆地内的断裂和褶皱往往不同时期、不同程度上具有和沉积同期发育的特点。由此导入

了生长断裂的概念,但以往的生长断层研究主要集中于离散型板块边界部位以及板内的沉积盆地中,表现为舒缓褶皱和张性、张扭性正断层。因此以往的同沉积断层(生长断层)更确切的称谓应该为同沉积正断层(生长正断层)。

陆相断陷盆地同沉积控盆断裂主要发育在陡坡带,这些控盆断层为分割凸起和凹陷的基底断层,倾角陡、落差大,上升盘凸起一端较多时间为物源提供区,可形成超覆、披覆、断块、断鼻等构造和岩性圈闭;下降盘则以地层崩塌滑落而形成的砂砾岩扇体等构造岩性圈闭为主,成分主要为砾岩、含砾砂岩,砂体厚度较大,陡坡带常是油气富集的构造带之一。如济阳坳陷的陡坡带有崔什—大王北陡坡断裂带、义南—埕南陡坡断裂带、陈南断裂带等。

以济阳坳陷为例,根据陡岸断裂结构特征、沉积作用过程及沉积体特征,断陷盆地陡岸沉积模式一般分为断蚀型和持续型。在此基础上,考虑陡坡带基底坡度、次级断层产状,进一步分为 5 种形态类型(图 1-3)。这正是断陷盆地陡坡带的常见类型。

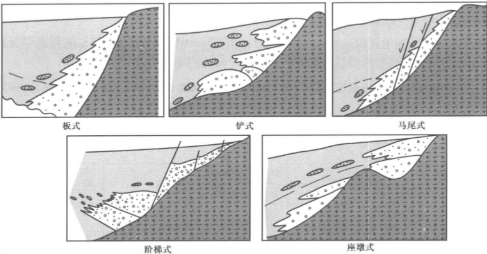


图 1-3　济阳坳陷陡坡带类型及沉积模式图(据李丕龙,2003)

不同类型陡坡带构造样式及其活动规律不同,以济阳坳陷陡坡带为例,由于凹陷基底的构造样式、后期活动与古近—新近系断层的组合特征不同,对盆地的充填样式和砂体的分布产生不同的控制作用,导致形成的砂体类型、规模以及油气富集程度有明显的差异,特定的断裂及其组合方式控制了特定的各类砂体乃至特定的圈闭的发育(表 1-1)。

表 1-1　济阳凹陷构造带类型与砂体成因类型表

构造带样式	沉积体系类型	示意图	实例
板式	近岸水下扇沉积和洪积扇		埕子口凸起南陡坡带的车西段,陈家庄凸起南陡坡带的永北地区
铲式	冲积扇、扇三角洲以及小型的辫状河三角洲		埕子口凸起南陡坡带的郭北段,宁津、无棣凸起南陡坡带的滋北段,八里泊段的大部分地区及阳北段

续表

构造带样式	沉积体系类型	示意图	实例
马尾式	近岸水下扇或扇三角洲		埕南地区
座墩式	扇三角洲		王庄地区，埕子口凸起南陡坡带的车3地区，宁津、无棣凸起南陡坡带的八里泊地区
阶梯式	冲积扇、扇三角洲、滑塌浊积扇和深水浊积扇		胜北地区、滨南地区

（二）断陷盆地构造演化过程及特点分析

东部断陷盆地新生界构造演化阶段可分为断陷期和坳陷期：断陷阶段是陆相断陷盆地发育演化的强烈阶段；坳陷阶段是陆相断陷盆地发育演化的萎缩阶段（表1－2）。

表1－2　渤海湾盆地古近—新近系沉积旋回与构造旋回划分略表（据中国石油勘探开发研究院，2002）

地　层	地震界面	时间(Ma)	沉积相	沉积旋回	构　造　期		
明化镇组(Nm)	T_0		河流相至湖相		区域性坳陷阶段		
馆陶组(Ng)	T_2	24	河流相				
东营组上段(Ed^u)	T_3^u	27	河流相至浅湖相	反旋回	断陷阶段	Ⅱ旋回	热冷缩作用
东营组下段(Ed^L)	T_3^L	30	半深水湖相				断裂作用
沙河街组一段(Es_1)	T_4	32	浅湖相	正旋回		Ⅰ旋回	热冷缩作用
沙河街组二段(Es_2)	T_5	33	浅湖相				
沙河街组三段(Es_3)	T_7	37	深水湖相				
沙河街组四段(Es_4)			干盐湖式沉积				
孔店组(Ek)	T_8	50					断裂作用

其中古近纪断陷期包含四个断陷旋回（四幕）；坳陷期包含两个阶段。各时期构造演化具有不同的特点。

1．断陷期构造演化特征

1）幕

Ek时期，构造—沉积作用具有明显的旋回性。Ek_3、Ek_1为洪积扇、洪积平原沉积；Ek_2为面积较小的湖盆沉积，在湖盆的陡坡（主控断层下降盘）发育近岸水下扇沉积，缓坡湖岸发育了冲积扇杂基砾岩堆积，在湖盆的中央发育了深湖泥、浅湖砂泥质、滨浅湖粉细砂沉积，形成了济阳坳陷第一套辅助生油层系。

2）Ⅱ幕

Ⅱ幕（Es_4）时期断裂活动十分活跃，不同规模、不同走向、不同性质的断层同时活动，呈现出全面拉张断陷的特点，发育了多个独立的沉积中心。受北（北）东向断层扭张活动的控制，

产生了大量的北东—北东东向断层和少量的北西西向或近东西向断层。沉降速率呈现由慢到快再到慢的完整旋回，反映了拉张应力由弱转强再转弱的过程。$Es_4^{上}$ 为灰色泥岩夹碳酸盐岩、砂岩及油页岩，厚 100 ~ 400m，是济阳坳陷主力生油岩之一，反映了水体平静，缓慢下沉的滨浅湖环境。

3）Ⅲ幕

Es_3 早期，渤海湾盆地发生大幅度沉降；Es_3 晚期，渤海湾盆地发生普遍抬升，抬升剧烈的沉积区为剥蚀区。$Es_3^{上}$ 与 Es_2 呈明显不整合接触，如辽河大民屯凹陷、东部凹陷和西部凹陷北部、黄骅坳陷南部、冀中坳陷北部和西南部。在充填速率大于沉降速率的地区，Es_3 与 Es_2 为连续沉积，而沉积环境发生明显变化，如东营凹陷 Es_2 早期河流三角洲沉积范围进一步扩大，于 Es_2 早期末大部地区隆升剥蚀，$Es_2^{下}$ 与 $Es_2^{上}$ 为不整合接触。东濮凹陷由 Es_3 晚期湖相转为 Es_2 早期河流及浅湖。说明 Es_3 晚期至 Es_2 早期抬升运动的强弱及表现形式不完全一致，反映大型断陷盆地不同凹陷构造沉积发育的差异。

总体上，济阳坳陷 Es_3 沉积时期的构造沉积特征表现为断陷较强，湖盆水深。$Es_3^{下}$、$Es_3^{中}$ 为一套灰色泥岩夹砂岩，油页岩及碳质泥岩沉积，厚 600 ~ 1000m，为济阳坳陷第一套主力生油岩，反映了快速沉降的饥饿型深湖—半深湖环境。$Es_3^{上}$ 及 $Es_2^{下}$ 为灰色泥岩与砂岩互层，夹含砾砂岩、油页岩及碳质泥岩，厚 500m 左右，分布范围较小，反映了沉降渐慢的滨浅湖、三角洲沼泽平原环境。陡坡带（如埕南断层、陈南断层及无棣南断层）发育一系列近岸水下扇；广大区域为一套厚层深湖—半深湖暗色泥岩沉积，并发育多期浊积扇；缓坡发育小型冲积扇；凹陷轴向水系发育，形成多期三角洲沉积。由于基底结构、凹陷形态及断层发育的不同，凹陷之间也表现出明显的差异性，如狭长的车镇凹陷 Es_3 沉积时期不发育浊积扇和三角洲砂岩，棋盘格式的沾化凹陷只发育浊积扇砂岩而不发育三角洲砂岩。总体上，以无棣凸起—陈家庄凸起为界表现为南北差异，惠民、东营凹陷三角洲发育，而车镇凹陷和沾化凹陷均缺失 $Es_2^{下}$，$Es_3^{上}$ 受到了不同程度的剥蚀。

Es_3 沉积期是渤海湾盆地沉积发展的深陷期和主要生油岩发育期，也是决定各凹陷含油气潜力的最重要沉积阶段。大套深水暗色泥岩夹各种类型重力流的砂岩、砂砾岩和砾岩是这个时期的普遍特征。济阳坳陷 $Es_3^{下}$ 沉积期以深湖泥质沉积和水下扇广布为特征，深湖区范围最广；$Es_3^{中}$ 沉积期深湖泥质沉积区有所收缩，并发育水下扇、扇三角洲和三角洲沉积；$Es_3^{上}$ 沉积期深湖泥质沉积区大大收缩，并以发育三角洲和扇三角洲为主。

4）Ⅳ幕

Es_1—Ed 旋回幕的构造活动是在前期隆升的背景上产生的，济阳坳陷该时期断陷稳定，水域扩大，凸起与凹陷的分隔性相对减弱。坳陷内一些大型继承性鼻状构造基本定形，陡坡带与砂砾岩体有关的鼻状构造也已基本成形。东营、临邑中央背斜带及其复杂的断裂系统在构造及非构造因素的共同作用下也已形成。还形成了众多不同规模的下古近系潜山披覆构造，如桩西、长堤、垦利、套尔河、平方王、广利等潜山披覆构造等。

该时期沉积速率也存在由慢到快再到慢的旋律性变化。$Es_2^{上}$ 为灰绿色、紫红色泥岩与砂岩互层，厚 100 ~ 200m，为沉降较慢的冲积平原相、滨浅湖砂泥坪环境；Es_1 由灰色泥岩、油页岩、碳酸盐岩和油页岩组成，厚 200 ~ 400m，是济阳坳陷主力生油岩系之一，为沉降较快的半深湖、浅湖环境；Ed 为灰色、少量紫红色泥岩与砂岩、含砾砂岩不等厚互层，属沉降较慢的滨浅湖、河流环境。

2. 坳陷期构造演化特征

坳陷发育阶段是在热沉降坳陷与挤压坳陷复合作用下，由古近纪分割的断陷湖泊沉积，转化为新近纪全盆地统一的坳陷沉积。从渤海湾盆地看，盆地在古近纪后期经过较长时期的隆起剥蚀，热沉降坳陷的幅度不大。进入第四纪，由于盆地大规模的热回沉，引起整个东亚大陆边缘的第四纪海侵，海水越过庙岛隆起侵入内陆，形成黄海与渤海等陆表海。因此，坳陷期盆地的演化主要经历了两个阶段：热沉降阶段（Ng 沉积时期）和加速沉降阶段（Nm—Q_4 沉积时期）。

（三）构造带特征分析

根据断裂形态、地层接触关系及剖面样式，陆相断陷盆地一般可划分为陡坡带、缓坡带、洼陷带和中央背斜带（图 1 -4）。

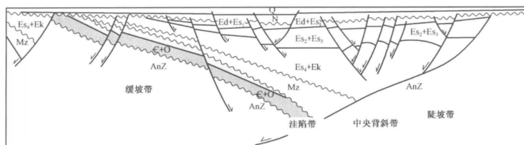


图 1 -4　陆相断陷盆地构造带样式剖面图

对于东部陆相断陷盆地而言，不同的构造带之间的特征差异巨大（表 1 -3）。总的说来，陡坡带沿断陷盆地的控盆断层发育，具有断裂活动强烈和沉降幅度大的特点，进而影响断陷盆地的沉积类型和充填模式，是陆相断陷盆地最具代表性的次级构造带。由于陡坡带往往发育由若干条基底断裂所形成的断阶，因此，在陡坡带内侧常发育断层岩性圈闭，由于构造反转形成的陡坡带，往往形成地层超覆。在陡坡带凸起为物源沉积而成的砂体，往往呈悬挂状向凹陷下倾尖灭，其根部借助于同生断层形成遮挡，当平行陡坡带发育砂体时，也可能形成砂岩上倾尖灭圈闭。

缓坡带发育于断陷盆地的翘起端，相对于陡坡带而言构造活动较弱，以翘起掀斜及剥蚀为主，并伴有断裂活动，是陆相断陷盆地中与陡坡带相对应的重要的次级构造带，发育了不同类型的沉积类型和充填模式。缓坡带上一般继承性差，构造分异性差。缓坡带的构造走向线、断层走向线及超覆尖灭线（“三线”）近乎平行，多形成较小的鼻状构造，主要为滨—浅湖相沉积，发育河流三角洲、湖岸滩坝砂体。因地带靠近湖岸，河流作用和物源的影响特别明显。在河流作用强、粗碎屑物质供应充足的地带，形成各种近岸浅水砂体，如济阳坳陷各凹陷南部缓坡带；若物源区水动力很弱，供应的是大量的泥质物质，则沉积大量的泥滩，如松辽盆地东半部。

洼陷带是指陆相断陷盆地中缓坡带和陡坡带之间的地带，是断陷湖盆的沉积中心。一个结构简单的断陷盆地，洼槽带隐蔽油藏类型是比较单一的，是砂岩透镜体发育的有利部位。

中央背斜带位于陆相断陷盆地的中部，其长轴与盆地走向一致，两侧以洼陷与陡坡带、缓坡带相隔。中央背斜带只在部分断陷盆地中发育，构造非常复杂，其成因机制也不尽相同。

表 1－3　济阳凹陷不同构造带发育特征对比表

构造带类型	构造带样式	沉积体系类型	示意图	实例
陡坡带	板式	近岸水下扇沉积和洪积扇		埕子口凸起南陡坡带的车西段，陈家庄凸起南陡坡带的永北地区
	铲式	冲积扇、扇三角洲以及小型的辫状河三角洲		埕子口凸起南陡坡带的郭北段，宁津、无棣凸起南陡坡带的滋北段，八里泊段的大部分地区及阳北段
	马尾式	近岸水下扇或扇三角洲		埕南地区
	座墩式	扇三角洲		王庄地区，埕子口凸起南陡坡带的车 3 地区，宁津、无棣凸起南陡坡带的八里泊地区
	阶梯式	冲积扇、扇三角洲、滑塌浊积扇和深水浊积扇		胜北地区、滨南地区
缓坡带	单断型坡折式	冲积扇—河流相、扇三角洲		沾化凹陷南坡西段和车镇凹陷南坡东段
	单断型断阶式	冲积扇—河流相、滨浅湖滩坝、辫状三角洲、滑塌浊积扇		东营凹陷南坡西段和车镇凹陷南坡西段
	双断型半地堑式	冲积扇、河流、扇三角洲、滨浅湖滩坝、浊积扇		东营凹陷南坡东段
	双断型垒堑式	冲积扇、河流—（扇）三角洲、曲流河		沾化凹陷南坡东段和惠民凹陷南坡
洼陷带	简单洼陷式	扇三角洲及浊积复合砂体		济阳坳陷内各洼陷带
	轴向入洼式	三角洲及浊积复合砂体		东营凹陷东部洼陷带
	洼中隆起式	三角洲、水下扇、滨浅湖		东营凹陷中央隆起带

二、柴西南地区构造特征分析

柴达木盆地中—新生代以来经历了多期构造运动，断裂非常发育。这些断裂表现为明显的逆冲推覆和走滑平移，以至整个盆地具有压扭性盆地的特点。

(一) 柴西南地区边界断裂特征分析

柴西南区以昆仑山前断裂为南界，以 XI 号断裂为北界。工区内断裂发育，盆缘控盆断裂主要有阿尔金走滑断裂带和昆北压扭断裂带。

阿尔金走滑断裂全长 1600 多千米，总体走向 NEE 向，是一巨型左行走滑断裂构造带。

昆北压扭断裂体系主要是由于盆地中—新生代以来长期受到来自 SW—NE 区域应力场的影响，特别是受到喜马拉雅运动多幕构造运动和阿尔金"左旋"走滑的影响，致使昆仑山隆起，并向 NE—NEE 方向冲断、迁移，并且越靠近阿尔金走滑带冲断、迁移量最大，与之有关的压扭性断裂发育，而远离阿尔金山走滑带断裂相对不发育，走滑作用不明显。昆北断裂系所控制的压陷断槽(坳陷、凹陷)有尕斯断陷(切克里克凹陷、阿拉尔凹陷)、英雄岭—茫崖坳陷(英雄岭凹陷、茫崖凹陷)、甘森凹陷等。断裂系统中重要的断裂构造带有:受英北断裂控制的油泉子构造带、黄瓜峁构造带、黄石断凸;受XI号断裂控制的红柳泉—乌南构造带;受阿拉尔断裂控制的铁木里克断凸;受昆北断裂控制的祁北构造带和东柴山构造带;受霍布逊断裂控制的霍布逊断裂构造带。

在柴达木盆地等聚敛型或转换型板块边界部位的沉积盆地中，类似性质的断层称为同沉积逆断层(或者叫生长逆断层)，表现为同沉积的紧密褶皱和同生逆断层，其影响和控制着上下盘沉积岩性和厚度的发育，两盘地层不易对比，断裂长期发育。

柴达木盆地边界同沉积断层控制着冲积扇、河流—泛滥平原、水下扇、滨浅湖等沉积体系，断层与湖岸线不完全一致。如受阿尔金断层控制，阿尔金山前带发育冲积扇、河流—泛滥平原、水下扇及滨浅湖等沉积(图 1-5)。

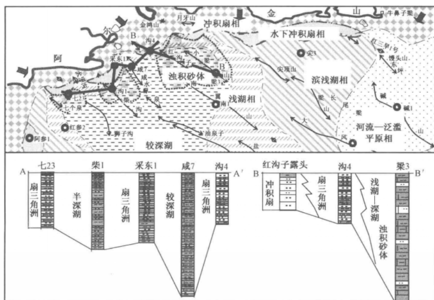


图 1-5　阿尔金斜坡带 E_3^2 沉积相及砂体分布图

（二）柴西南地区构造演化过程及特征分析

柴西南区古近—新近系经历了三个演化阶段，总的看来构造活动呈现先弱后强的特征（图1-6）。

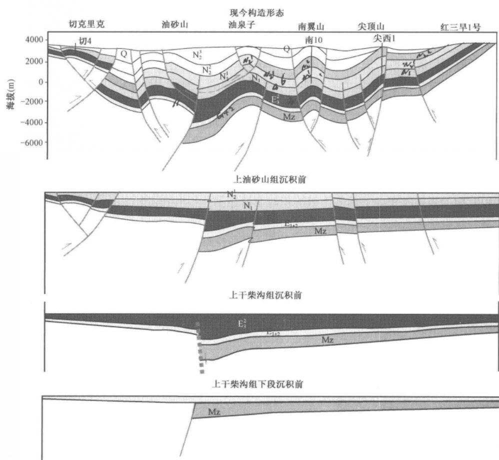


图1-6　柴西地区构造演化剖面示意图

1. 古新世充填阶段

古近纪，由于印度板块的持续北移和陆内俯冲，青藏高原整体处于近南北向的挤压背景，但柴达木盆地西部由于受到周围不同性质断裂的联合控制，NWW向断裂的右行走滑（如Ⅺ号断裂）和NEE向断裂（如阿尔金断裂）的左行走滑共同导致了盆地向东逃逸、伸展，柴西地区古近纪进入走滑拉分的弱断陷阶段。阿尔金采石岭发现的新生代花岗岩岩体的形成与地幔栓上隆导致的上地幔部分熔融有关，为岩石圈拉张环境。

路乐河组（E_{1+2}）为裂陷前的早期充填阶段沉积，均为一套由粗变细的棕红、棕褐色砂泥岩。经燕山晚期构造运动的剥蚀夷平作用后，E_{1+2}大面积超覆于中生界或更老的地层之上。

2. 始新世坳陷阶段

下干柴沟组下段（E_3^1）基本继承了路乐河组（E_{1+2}）的沉积格局，范围向东略有扩大，但厚

度较小，一般为300～500m。

下干柴沟组上段(E_3^2)是坳陷阶段主要沉积。受同沉积逆断裂的控制，断裂下盘地层厚度明显厚于上盘，厚度图上沿同沉积逆断裂带等值线密集分布。这一时期整个柴西地区沉积中心位于茫崖坳陷。

3. 渐新世—中新世强挤压阶段

渐新世—中新世强挤压阶段又可以分为两个分阶段，即渐新世的强挤压阶段和晚中新世的强挤压阶段。测线构造发育剖面展示柴西南区在上干柴沟组沉积前和上油砂山组沉积前经历了两次大的挤压，两次挤压造成的地层压缩量均达到了将近10%。

地震剖面上于地震T_3反射界面（上干柴沟组底界）发现上超下削现象，说明此时在柴西南区应该发生了一期构造运动，由于早期研究没有发现这一地质现象，目前对这一可能构造运动没有命名。而测线发育剖面于本区地层发生大规模压缩，整个研究区压缩量达到9%，而且压缩量在柴西南区的分布具有西大东小的特点，推测这可能与这一时期阿尔金山隆升有关。下油砂山组(N_2^1)与上干柴沟组(N_1)具有较强的继承性，形态基本一致，可以理解为上干柴沟组沉积时期的强烈挤压在下油砂山组沉积时有所缓和。

喜马拉雅中期构造运动导致了柴西南区地层第二次强烈挤压，在盆地周缘形成了区域不整合面T_2'，其下伏地层遭受强烈剥蚀。另外，喜马拉雅中期构造运动过程中，在柴西南区形成了一系列近东西向的后生逆断层。喜马拉雅晚期，青藏高原的陆内俯冲进一步加剧，盆地受到南来的挤压越来越明显。在狮子沟组(N_2^3)沉积后的晚喜马拉雅及新构造运动期间，柴达木盆地西部因构造活动形成了大量褶皱、断裂。盆地中、东部受挤压作用影响而进一步沉降，第四纪沉降中心迁移至三湖地区。

(三)构造带特征分析

综合分析柴达木盆地的基底性质及基底起伏、低层展布、构造变形强度、盆地演化特征以及断裂和山脉的分割性，按照褶皱带和断褶带将柴达木盆地划分为四个一级构造单元、二十一个二级构造带（表1－4）。

表1－4　柴达木盆地构造单元划分表

一级单元	北部块断带	茫崖坳陷	德令哈坳陷	三湖坳陷
二级单元	驮南构造带	大红沟凸起	托北构造带	盐湖构造带
	赛什腾凹陷	大风山构造带	托素湖凹陷	霍布逊湖凹陷
	冷湖构造带	油北凹陷	乌兰构造带	涩聂湖凹陷
	伊北凹陷	油泉子构造带		
	昆特依凹陷	英雄岭凹陷		
	鄂博梁构造带	尕斯凹陷		
	鱼卡红山凹陷	祁北构造带		
	大红沟凸起			

柴达木盆地边缘和内部发育众多的断裂构造，规模大的断裂不仅对沉积有控制作用，而且对构造变形和构造演化也有控制作用。甘森—小柴旦断裂构成三湖坳陷与茫崖坳陷和北部块断带的分界，鄂Ⅱ南断层是茫崖坳陷和北部块断带的分界，埃南断裂是三湖坳陷和德令哈坳陷的东部分界，各二级单元之间也多以断层为界。在以断层为界的各构造带内，褶皱和逆断层是

主要构造变形特征，总的看来构造变形西强东弱，北强南弱。北部祁连山前地区和西部昆仑山前地区主要表现为冲断构造变形，盆地西部褶皱构造变形为主要构造特征，盆地东部构造变形较弱，具有明显的南北分带和东西分区的特点。背斜构造成带分布，凹陷区褶皱构造发育弱。总的说来，柴西地区各构造带特征差异无几：都发育逆冲断层、挤压褶皱对冲构造的挤压环境下的构造形态。

第二节　层序地层特征对比分析

在海相地层的层序地层学研究中可将层序形成的控制因素简化为构造、气候变化、海平面变化和物源补给，并突出强调了海平面变化，其研究范围一般局限于某一大陆边缘的单向物源。但在陆相条件下，层序的控制因素则复杂得多。各专家学者提出陆相湖盆沉积层序沉积充填的影响因素有构造活动、古气候、物源供给、古地貌、湖平面变化以及可容空间等因素。在这些因素中，古地貌和可容空间受构造活动、古气候以及物源供给的影响，因此认为陆相湖盆的层序地层发育模式受构造活动、古气候、湖平面变化以及物源供给四大因素控制。

构造活动、气候变化等因素对盆地形成发育和充填演化的控制作用是最为重要的，由此而造成的可容空间和沉积基准面变化特征与海相盆地有很大的区别，构造的幕式活动以及气候的旋回变化造成了陆相沉积层序的旋回发育。从物源上来讲，陆相盆地中沉积物来自多个方向，在某些位置来自各个方向的沉积物叠加，造成地层的构成形式极为复杂。也由此造成陆相盆地的层序地层的发育特征与海相层序有明显不同。在这些因素控制下发育的陆相湖盆沉积层序，具有多样性和复杂性特征。

我国东部断陷盆地及柴西坳陷盆地是在不同的构造背景下发育的中—新生代沉积盆地，尽管两类盆地在构造发育、沉积层序发育等方面各具特色，但总的看来盆地都受多旋回构造活动背景控制，发育多套沉积层序，并且在断陷盆地中这些层序三分性明显。但断陷盆地和柴西地区的层序的空间分布和层序演化也存在差异。

一、断陷盆地层序地层特征分析

由于构造活动相对频繁、剧烈，陆相断陷盆地充填地层内保留下来的不整合面较多。不整合面类型多样，包括基底不整合面、裂陷幕不整合面和与构造活动、水位变化、沉积过程及气候变迁相联系的盆内不整合面及沉积间断面。这些不同级别、样式与分布的不整合面组成的系列时空形式为各地层单元形成限定了边界约束，并且在不同级别内控制了层序的旋回发育。不整合面的存在，在纵向上将地层分为多套层序格架。

（一）断陷盆地层序地层组成

我国断陷盆地内发育的层序中，通常可划分出 3 个体系域，即低位体系域、湖进体系域和高位体系域。

1. 低位体系域

断陷盆地各凹陷内发育多条同沉积断裂。在凹陷的陡坡带和缓坡带，走向一致的较大同沉积断裂呈带状延伸，地形坡度发生突变，形成坡折。每个层序形成初期，湖平面位于坡折以下，沉积物多在坡折以下沉积并保存下来；而坡折以上多表现为无沉积作用和河道下切，有些地方也会发生削蚀现象。这个时期所形成的沉积物组合即为低位体系域。

低位体系域底界为层序界面，顶界为首次湖泛面。层序界面在陡坡盆缘和缓坡坡折带以

上表现为削蚀不整合或沉积间断，洼陷内部则多为连续沉积。首次湖泛面往往只在小范围内可以识别，如低位扇的顶部，而在其他大部分区域与层序底界面重合。低位体系域地层的堆砌样式垂向上一般为加积—微退积式，SP 曲线呈箱形—钟形组合。

低位体系域沉积由下切水道充填、浊积扇、低位扇三角洲和低位三角洲组成。下切水道充填发育在坡折带之上的滨浅湖区，浊积扇、低位扇三角洲、低位三角洲均发育在坡折带以内，位置上略有差别。浊积扇和低位三角洲均多见于缓坡坡折带之下，坡折陡时多形成浊积扇，坡折缓时多形成低位三角洲，而低位扇三角洲可分别发育于陡坡带和缓坡带。干旱型的层序中，坡折带内还可发育膏盐沉积。

2. 湖进体系域

湖进域是在湖平面快速上升，湖水越过坡折带，可容空间增长速率大于沉积物供给速率的情况下形成的沉积体系组合。该期间气候潮湿，盆地拉张加剧，伴有基底的整体沉降。湖进体系域底界为首次湖泛面，顶界为最大湖泛面。在深断陷型层序中，最大湖泛面是一个稳定、连续的面，其上通常发育三角洲沉积物的连续下超。

湖进体系域发育时期，由于陆源碎屑供给相对不足，沉积物岩性较细，以湖相泥岩为主；在靠近物源的盆缘地带，可发育砂砾岩体；向洼陷内部，也可发育少量事件性的重力流沉积。沉积类型主要有深湖泥岩、油页岩、深湖白云岩、滨浅湖滩坝、破坏型三角洲、水下扇、浊积扇等。湖进体系域地层的堆砌样式一般为向上泥岩明显增多的退积—加积式，SP 曲线呈现钟形—指形—近平直基线组合特征。

在盆地的不同位置，湖进体系域沉积体系类型有所区别。各凹陷陡坡带主要为近岸水下扇（浊积扇）沉积体系；洼陷带基本上为深湖—半深湖泥岩、油页岩沉积，深断陷型层序中可发育深水浊积扇；缓坡带则发育滨浅湖砂质滩坝及生物滩。湖进体系域时期，长轴方向有河流的持续注入，可形成破坏性的河流三角洲。

陆相断陷盆地中，湖进体系域是烃源岩发育和集中段，其深湖相泥岩、油页岩与海相地层中密集段有着相似的成因机理。海相地层中密集段是指最大海泛期形成的分布范围广、色暗质纯反映深水环境的泥岩或页岩。而对陆相断陷湖盆层序来说，在最大湖泛期，湖平面达到最高，并且有一定的持续时间，该期间沉积物的供给速率相对以前或以后都应该是最小的，这时期所形成的沉积物粒度应是相对最细的，也可称为密集段。但由于陆相湖盆供源的相对充足性、多向性，湖盆可能并不像海相盆地那样完全处于饥饿状态，因此沉积物组成上可能有所变化。

3. 高位体系域

层序发育后期，相对湖平面下降，湖岸线向盆地中心后退，沉积物的供给速率大于可容空间增加速率，这时形成的沉积体系组合即为高位体系域。高位体系域主要由巨厚的河流三角洲和扇三角洲体系构成。扇三角洲体系主要发育于盆地陡坡带和地形坡度较陡的缓坡带，而河流三角洲主要发育于盆地的长轴方向和缓坡带。在河流三角洲向盆地进积的过程中，前方多发育大量的滑塌浊积扇，它们是隐蔽油气藏的重要目标。高位体系域的地层堆砌样式多为加积—进积式，岩性从下向上一般由泥岩变为粉砂岩、砂岩，电性上自然电位曲线呈近平直线—指形—漏斗形组合。

（二）断陷盆地层序地层特征

海相盆地中，层序的形成主要受全球海平面变化的控制，其研究范围一般局限于某一大陆边缘的单向物源。而在陆相断陷盆地中，构造活动、气候变化等因素对盆地形成发育和充填演

化的控制作用是最为重要的，由此而造成的可容空间和沉积基准面变化特征与海相盆地有很大的区别。从物源上来讲，陆相盆地中沉积物来自多个方向，在某些位置来自各个方向的沉积物叠加，造成地层的构成形式极为复杂。因此陆相断陷盆地的层序地层的发育特征与海相层序也有明显不同。总的说来，陆相断陷盆地的层序地层主要有如下特征：

1. 构造活动是控制层序发育的主要因素

在陆相断陷盆地中，构造作用不仅决定了盆地的几何形态、剥蚀区和沉积区的分布，构造活动产生的古地理背景（陡、洼、缓）、构造活动的幅度及强度等对地层层序的类型、结构和沉积体系组合的控制作用是决定性的。陆相断陷盆地水域较小，同生边界断层的多次活动，导致水进水退频繁，也就形成了多个层序。在断陷盆地形成的初期和晚期，断陷幅度小，可容纳空间小，湖水浅，基准面的骤然下降使湖盆绝大部分地区出露水面甚至完全干枯，遭受剥蚀，因而层序性质以 I 型为主，低位、湖进和高位体系域均发育，层序三分性明显。在断陷盆地发育的鼎盛期，断陷幅度大，可容纳空间大，湖水深，基准面的下降难以使湖盆大部分地区出露水面遭受侵蚀，因而层序以 II 型为主，主要由湖进和高位体系域组成，低位体系域不发育。渤海湾盆地就表现了这种特点。

2. 断块翘倾作用导致同一时期的水体进退不同步

在箕状断陷盆地的陡坡边缘，大型边界断层的持续活动使得盆地基底不断下降，可容空间一直有增加的趋势，基准面的上升半旋回远大于下降半旋回，亦即陡坡带可以较盆地的其他构造带更加长时期地处于水进状态，准层序的叠加方式表现为以退积型为主。相反，在箕状断陷盆地的缓坡边缘，由于断块翘倾作用的影响，盆地基底更倾向于频繁的相对抬升，基准面下降的机会大于上升，亦即缓坡带可以较盆地其他构造带更长时期地处于水退状态，准层序叠加方式以进积型为主，局部不整合面频繁出现。断块翘倾作用导致了同一时期的水体进退不同步。

3. 沉积物的多物源性导致不同构造带层序发育特征的差异

断陷盆地四周几乎均为物源，既来自陡坡，也来自缓坡和长轴方向。不同方向物源的性质和规模也可造成水进水退的不同表现形式。较大型的物源使其所对应的沉积区具有较高的沉积速率，可以部分或完全地平衡构造沉降和基准面上升带来的可容空间增加量，使地层层序表现为水退型的进积序列。陆相断陷盆地的长轴方向是盆地的最大物源方向，多形成大型的进积型三角洲。陡坡带边界断层两侧地形高差大、坡度陡，上升盘遭受强烈剥蚀，形成沟梁相间的古地貌景观，古冲沟所对应的下降盘沉积区形成一系列砂砾岩扇体，而古梁所对应的沉积区则形成细粒的滩坝，因而造成了边界断层下降盘沉积区岸线此进彼退的水进水退特征。因此，陡坡带、缓坡带、轴向带、洼陷带各个不同构造带发育的层序常具有不同的特点。

4. 不整合面类型多、数量多

由于构造活动相对频繁、剧烈，陆相断陷盆地充填地层内保留下来的不整合面较多，有时甚至比海相盆地更为明显，易于识别。不整合面类型多样，包括基底不整合面、裂陷幕不整合面和与构造活动、水位变化、沉积过程及气候变迁相联系的盆内不整合面及沉积间断面。这些不同级别、样式与分布的不整合面组成的系列时空形式为各地层单元形成限定了边界约束。陆相断陷盆地内的不整合面延展范围较小，横向变化较大，所代表的沉积间断时间跨度变化也比较大。

（三）渤海湾盆地层序地层特征分析

渤海湾盆地是中—新生代的断陷沉积盆地，总面积约 $20 \times 10^4 km^2$，其中陆地面积为 $12 \times 10^4 km^2$。盆地四周被不同时期的构造隆起所环绕，北为燕辽隆起，西为太行山隆起，东南为鲁

西隆起，东为胶辽隆起。渤海湾盆地是位于大陆边缘内侧、与弧后扩张有关的裂谷盆地，是在古生代地台基础上，经印支、燕山期的改造，于白垩纪晚期至古近纪时期形成的。

渤海湾盆地断陷期沉积的地层主要是古近系。古近系在盆地内分布普遍，厚度大，最厚可达5000m以上，向边缘地带厚度减薄，至凸起处厚度仅为数米。古近系自下而上依次分为孔店组、沙河街组和东营组。

渤海湾盆地古近系为盆地断陷期沉积，新近系为坳陷期沉积。古近系为一个一级层序，包括四个二级层序，即孔店组二级层序、沙四段二级层序、沙三段—沙二下亚段二级层序、沙二上亚段—东营组二级层序（图1-7），分别对应于盆地断陷期的四个裂陷幕。每个二级层序又可划分为多个三级层序。

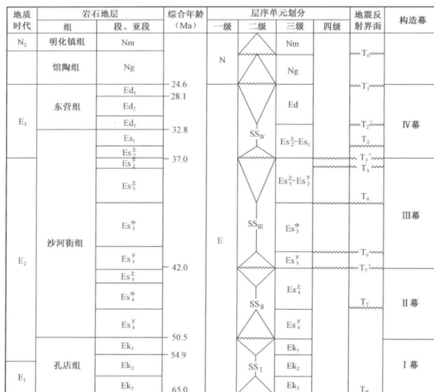


图1-7　渤海湾盆地古近—新近系层序划分及构造演化图（据李丕龙等，2003）

以济阳坳陷沙一段至沙三段为例，沙一段至沙三段大致可以划分为4个三级层序，自下向上为层序Ⅰ至层序Ⅳ，分别相当于沙三下亚段、沙三中亚段、沙三上—沙二下亚段、沙二下—沙一上亚段。

层序Ⅰ：相当于沙三下亚段，其底界（SB1）为沙三段与下伏地层之间的不整合。该界面的地震反射为高振幅，连续性好，可以进行全区追踪，为一个二级层序边界。层序Ⅰ由湖进域和高位域组成。湖进域沉积为一套深灰色深湖—半深湖相泥岩与灰褐色油页岩的不等厚互层，夹少量石灰岩及白云岩，直接覆盖在不整合面之上，反映盆地快速沉降导致快速湖侵。高位体系域则主要由砂岩、粉砂岩与页岩互层组成，反映水体逐渐变浅的过程。

层序Ⅱ：相当于沙三中亚段，其底界面SB2相当于沙三中亚段与沙三下亚段的界面，在盆

地的大部分地区是高振幅、强连续反射。层序Ⅱ由湖进体系域和高位体系域组成。湖进体系域发育的是一套灰色、深灰色块状泥岩,高位体系域发育泥岩夹粉细砂岩,以发育沿凹陷轴向多期推进的三角洲为特征。

层序Ⅲ:相当于沙三段上亚段—沙二段下亚段沉积,其底界面在盆地内部为整合,但在盆地的边缘为不整合。层序Ⅲ由低位体系域、湖进体系域、高位体系域组成。低位体系域为厚层粉细砂岩夹灰色泥岩、炭质泥岩,代表浅水沉积。湖进体系域发育的是一套灰色、深灰色页岩,高位体系域发育泥岩与粉、细砂岩互层。

层序Ⅳ:相当于沙二上亚段—沙一段,其底界为不整合。层序Ⅳ由低位体系域、湖进体系域和高位体系域组成。低位体系域为灰绿色泥岩与砂岩和含砾砂岩互层夹碳质泥岩,湖进体系域为一套灰色、深灰色页岩夹石灰岩、白云岩,高位体系域为泥岩与粉、细砂岩互层。

总之,在断陷盆地中,裂陷初期和晚期发育的三级层序中,低位体系域、湖进体系域和高位体系域均发育,三分性明显。在裂陷鼎盛期发育的三级层序中,一般只有湖进体系域和高位体系域,低位体系域不发育。

(四)二连盆地层序地层特征

二连盆地在早白垩世属于典型的陆相断陷盆地,发育了较厚的陆相沉积。其内发育有很多个凹陷和凸起,这些凸起和凹陷相间排列。凹陷大小不等,形状各异,大部分为北东方向,局部因受到早期北东东向或东西向构造线的限制呈北东东向,表现了构造的继承性和新生性。

下白垩统自下而上是由4个一系列正、反旋回构成的一个大的粗—细—粗的完整沉积旋回。其间大体经历了侏罗纪末期、白垩纪阿尔善组四段沉积末期、腾格尔组一段沉积末期、腾格尔组二段沉积末期和赛汉塔拉组沉积末期的沉积构造事件,相应形成了5个(即 T_{11}、T_8、T_6、T_3 和 T_2)大的区域性不整合面和沉积间断面(图1-8)。

地层			岩性剖面	地震反射界面	沉积层序
统	组	段			
下白垩统	赛汉塔拉组			T_2 T_3	赛汉塔拉
	腾格尔组	二段		T_6	腾二
		一段		T_8	腾一
	阿尔善组	四段			阿尔善
		三段			
		二段			
		一段		T_{11}	
侏罗系					

图1-8 二连盆地下白垩统层序地层框架

二连盆地具有分割性强、凹陷湖盆小和发育时间短的特征，形成了 45 个凹陷，总面积 $5\times 10^4km^2$，单个凹陷面积一般较小，其中小于 $1000km^2$ 的就在半数以上，最小的仅 $250km^2$，大于 $2000km^2$ 的凹陷仅 8 个。绝大多数凹陷为长条状或带状分布。凹陷陡侧均以断裂与凸起或隆起对接；在缓侧，沿古斜坡向上逐层超覆，直到超缺。自凹陷边缘向凹陷中心，沉积相由各种扇体逐渐变为滨浅湖相或较深湖相，水体由浅变深。湖盆面积小，水体浅，连通差，边缘相发育，具有各自独立的沉积体系。

根据沉积演化、岩电组合建立了凹陷地层层序剖面，将下白垩统自下而上划分为四个层序，分别对应于阿尔善组、腾一段、腾二段及赛汉组地层（图 1－9）。

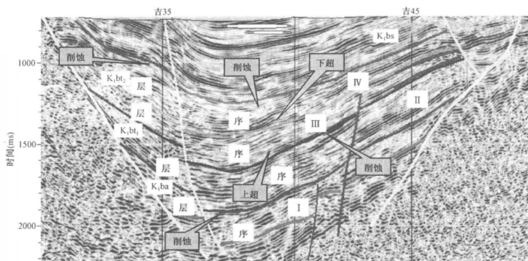


图 1－9　二连盆地下白垩统层序划分图

层序Ⅰ：该层序位于 T_8 和 T_{11} 两个不整合面之间，对应于于阿尔善组沉积，该地层沉积时，区域断裂强烈活动，火山不断向地面喷发和溢流，地形高低悬殊，地层厚度变化大，沿断层根部厚度可达 1000～2000m，向缓侧减薄。该层序由低位体系域、湖侵体系域和高位体系域组成。低位体系域对应于阿三段下部地层，该段在沉积时，气候干燥，火山活动较频繁，湖盆小、水体浅、分隔强、火山成分含量高、粗碎屑岩成熟度低、古生物化石稀少。岩性为一大套浅灰、杂色角砾岩、砂砾岩、含砾砂岩夹浅灰色泥岩，主要为水下扇沉积。湖侵体系域对应于阿四段下部，岩性以暗色滨浅湖、较深湖相泥岩为主，少量砂岩。高位体系域位于阿四段的上部，是一套以扇三角洲、浅湖相为主的砂岩沉积，岩性以砂岩、含砾砂岩、砂砾岩组成，是二连盆地的主要含油气层。

层序Ⅱ：该层序对应于腾一段沉积，本段视厚度 200～600m，最厚可达 1254m。腾一段是在湖盆稳定下沉、湖水快速扩张的湖侵体系域背景下沉积形成的。可划分为湖侵体系域和高位体系域，湖侵体系域发育时，沉积了大段还原性的较深湖环境下的灰、深灰和黑灰色泥岩，泥岩质纯且脆，成岩性好，是盆内一级对比标志层和主力生油层系。上部“砂岩集中段”厚 100～150m，岩性为粉细砂岩与浅灰色泥岩互层。砂岩较疏松，以岩屑长石砂岩为主，分选性和磨圆度中等偏好，是高位体系域沉积，分布比较稳定，在绝大多数凹陷中均有发育，与下伏阿四段为连续沉积。主要为浅湖相和扇三角洲相沉积。

层序Ⅲ：该层序对应于腾二段沉积，本段视厚度 300～600m，最厚达 1356m。腾二段沉积

时，断块翘倾活动减弱，在缓慢抬升构造活动背景下，各凹陷地形渐趋平缓，进入了断坳为主的广湖盆浅水体的高位体系域沉积阶段，其后，湖盆再复下沉，接受了湖侵体系域下的泥岩沉积。本段岩性由浅灰、灰白色块状砂质砾岩、含砾砂岩、粉细砂岩与浅灰、绿灰和深灰色块状泥岩组成下粗上细的正旋回地层。中、下部地震相为大中型楔状前积结构，上部为中频较连续席状相，代表了一套水体由浅变深的演化过程的地震响应。主要为扇三角洲和滨浅湖相沉积。

层序Ⅳ 该层序对应赛汉塔拉组沉积。本组视厚度 300～500m，最厚达 986.5m。赛汉塔拉组沉积时，断陷运动基本停止，二连盆地整体抬升，开始走上了湖盆回返后的坳陷沉积阶段。各坳陷早期不同时代的地层遭受剥蚀，在剥蚀夷平后的平坦地形上，接受了厚度不大的河流、沼泽相沉积，属盆地发育史上的河流体系域沉积阶段。岩性由浅灰白色块状砂质砾岩、含砾砂岩和砂岩与浅灰、紫红、灰绿色块状泥岩、含砾泥岩、薄煤层和碳质泥岩组成，构成了两个下粗上细的次级正旋回层，即砂岩集中段—碳质泥岩和煤层集中段，属河流—湖侵体系域的发展过程。砾石成分以石英为主，火山岩块和长石其次，砾径 2～5mm，最大为 15cm。砂岩疏松，分选差—中等，形状为次棱角状—次圆状。主要为长石砂岩和岩屑长石砂岩。泥岩含砾，呈团块状，造浆性能好，其成分以蒙皂石、水云母为主，高岭土次之。煤层为褐煤，黑色性软，易燃。自然电位曲线为箱形、钟形负异常组合，电阻曲线为不规则锯齿状。底部以拐点与都红木层序分界。地震相为断续低频河道充填相和不规则带状相，属河流沼泽相的地震响应。

研究表明，赛汉塔拉组与下伏腾二段之间存在一次大的沉积间断。在地震剖面上，本组底部的 T_3 层的上下构造层之间，在多数凹陷中表现为清晰的角度不整合关系。赛汉塔拉组是二连盆地一次重要的成煤期，盆地东北方向煤层多、厚度大，向西南方向逐渐减少。另外，在吉尔嘎朗图等少数凹陷发现稠油油藏和气显示，预示了本组是寻找稠油和煤气资源的主要层系。赛汉塔拉组是以孢粉化石中的蕨类植物孢子含量高为其主要特征，介形类化石较少。

二、柴西南地区层序地层特征分析

坳陷湖泊盆地以坳陷式为特征，其往往是裂后盆地深部均一整体沉降而成，因而整个沉积盆地地形较为平缓和简单。盆地边缘斜坡缺少活动性同生断层，地形较缓，盆地长轴端常发育规模较大的宽缓斜坡，使湖区相对远离物源区。坳陷型湖泊水域整体特征明显，湖泊面积大，深湖区位于坳陷湖泊中央，虽然湖泊深度不及断陷型湖泊，但深湖区面积大。构造升降活动、物源供给以及气候变化控制了坳陷盆地的湖平面的升降变化，从而控制着层序地层格架的发育和展布。松辽盆地是一个典型的近海坳陷型沉积湖盆，充填了旋回性明显的碎屑岩地层。多旋回的升降活动造成柴西坳陷盆地发育多套的沉积层序，古近—新近系自下而上分为七个三级层序，分别对应于路乐河组、下干柴沟组下段、下干柴沟组上段、上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山组和狮子沟组，各沉积层序之间具有相似性但又存在差异。

（一）柴西南地区层序地层组成

坳陷盆地地形较平缓，坡度小，层序发育特征类似于断陷盆地缓坡带，通常发育低位体系域、湖侵体系域和高位体系域。与东部断陷盆地相似，柴西南地区层序地层也是由低位体系域、湖进体系域和高位体系域构成。

低位体系域底界为层序界面，顶界为首次湖泛面。层序界面常表现为削蚀不整合或沉积间断，盆底深陷区部则多为连续沉积。首次湖泛面往往只在小范围内可以识别，如低位扇的顶部，而在其他大部分区域与层序底界面重合。低位体系域沉积由下切水道充填、浊积扇、低位扇三角洲和低位三角洲组成。

湖进域是在湖平面快速上升，湖水越过坡折带，可容空间增长速率大于沉积物供给速率的情况下形成的沉积体系组合。该期间气候潮湿，伴有基底的整体沉降。湖进体系域底界为首次湖泛面，顶界为最大湖泛面。在深断陷型层序中，最大湖泛面是一个稳定、连续的面，其上通常发育三角洲沉积物的连续下超。

层序发育后期，相对湖平面下降，湖岸线向盆地中心后退，沉积物的供给速率大于可容空间增加速率，这时形成的沉积体系组合即为高位体系域。高位体系域主要由巨厚的河流三角洲和扇三角洲体系构成。扇三角洲体系主要发育于断陷盆地陡坡带和地形坡度较陡的缓坡带和坳陷盆地近物源陡坡带，而河流三角洲主要发育于盆地的长轴方向和缓坡带。在河流三角洲向盆地进积的过程中，前方多发育大量的滑塌浊积扇，它们是隐蔽油气藏的重要目标。

(二)柴西南地区层序地层划分及其特征分析

根据基准面旋回层序的划分依据、原则和方法，在对柴西南地区 47 口钻井的岩心、测井等资料基础上，结合沉积相类型纵向叠置和组合特征，在柴西南区的古近—新近系中共识别出 8 个长期基准面旋回层序，分别命名为层序Ⅰ至层序Ⅶ(图 1－10)。

地层		相序列	沉积厚度(m)	层序(组)	地震反射界面	湖平面变化曲线(浊积扇 河流 三角洲 湖泊)	体系域	沉积环境	生储盖组合
新生界	第四系		60~820		T_0			冲积扇	
新生界 新近系	狮子沟组(N_2^3)		230~460	层序Ⅶ	T_1		RST/TST	河流	
新生界 新近系	上油砂山组(N_2^2)		230~1370	层序Ⅵ	T_2'		RST/TST	河流/湖泊	
新生界 新近系	下油砂山组(N_2^1)		520~1000	层序Ⅴ	T_2		RST/TST	湖泊/三角洲	
新生界 新近系	上干柴沟组(N_1)		200~800	层序Ⅳ			RST	湖泊/三角洲	
					T_3		TST	湖泊	
新生界 古近系	下干柴沟组上段(E_3^2)		650~1850	层序Ⅲ			RST_2	湖泊/三角洲	
							TST_2	湖泊	
							RST_1	湖泊	
					T_4		TST_1	湖泊	
新生界 古近系	下干柴沟组下段(E_3^1)		80~400	层序Ⅱ			RST_1	湖泊/三角洲	
							TST	湖泊/三角洲	
					T_5		LST	河流	
新生界 古近系	路乐河组(E_{1+2})		300~650	层序Ⅰ	T_R		LST	河流/冲积平原	

图 1－10　柴达木盆地西部新生界层序地层划分特征表(据吴因业,2004)

层序Ⅰ：相当于路乐河组，由 2 个中期基准面旋回叠加构成，多半不完整，多数井未钻达底部，其底界面为区域性角度不整合面，相当于地震标准层 T_R，为晚燕山运动的产物。底界面 LSB1 之上以发育下切河道充填砂体以及总体上由东向西的地层超覆为特征，在地震剖面上该界面多表现为强振幅连续反射，界面下出现削截现象，界面之上表现为上超。界面 LSB1 同位素年龄为 65Ma，本层序多半为不对称旋回，上升半旋回较发育，在近盆地边缘地带以发育退积式叠加的三角洲平原亚相分流河道砂砾岩以及河漫滩泥岩为特征，在盆地内部，本层序主要由滨浅湖泥岩与粉砂岩构成，下降半旋回不太发育，由河漫滩泥岩及决口扇粉砂岩组成。

层序Ⅱ：相当于下干柴沟组下段，其底界面在红柳泉和七个泉地区为平行不整合（马志强等，1987），由2个中期基准面旋回叠加构成，其上升半旋回厚度明显大于下降半旋回厚度。上升半旋回主体为（扇）三角洲平原亚相砂、砾岩以及分流间湾泥或滨湖泥构成的向上变深变细的中期旋回叠置体，下降半旋回由分流间湾泥及决口扇粉砂或滨浅湖亚相沙坝向上变浅变粗的中期旋回叠置体构成。

层序Ⅲ：相当于下干柴沟组上段，其底界为研究区典型的初始湖泛面，由3个中期基准面旋回叠加构成，其上升半旋回厚度略大于下降半旋回厚度。上升半旋回主体为浅湖泥、席状砂、沙坝（以及半深湖泥）构成的向上变深变细的中期旋回叠置体，仅盆地边缘出现三角洲沉积，下降半旋回由半深湖泥、浅湖泥、浅湖沙坝（或辫状河三角洲沉积）向上变浅变粗的中期旋回叠置体构成。

层序Ⅳ：相当于上干柴沟组，由2个中期基准面旋回叠加构成，其上升半旋回厚度略小于下降半旋回厚度。上升半旋回主体为三角洲前缘分流河道砂或浅湖泥、席状砂、沙坝构成的向上变深变细的中期旋回叠置体，下降半旋回由滨浅湖泥、浅湖沙坝及辫状河三角洲沉积组成的向上变浅变粗的中期旋回叠置体。

层序Ⅴ：相当于下油砂山组，由3个中期基准面旋回叠加构成，其底界面在红柳泉和七个泉地区为超覆不整合（马志强等，1987），上升半旋回厚度与下降半旋回厚度近于相等。上升半旋回主体为三角洲前缘分流河道砂及分流间湾和前三角洲泥构成的向上变深变细的中期旋回叠置体，下降半旋回由前三角洲及分流间湾泥和分流河道组成的向上变浅变粗的中期旋回叠置体。

层序Ⅵ：相当于上油砂山组，由2个中期基准面旋回叠加构成，其底界面为区域性不整合，以发育上升半旋回为主，下降半旋回不发育或缺失。上升半旋回主体为三角洲平原或前缘分流河道砂及分流间湾泥构成的向上变深变细的中期旋回叠置体，下降半旋回不发育或由较薄的分流间湾泥及决口扇或河口沙坝组成的向上变浅变粗的中期旋回叠置体。

层序Ⅶ：相当于狮子沟组，由2个中期基准面旋回叠加构成，其底界面为区域性不整合，以发育上升半旋回为主，下降半旋回不发育或缺失。上升半旋回主体为（扇）三角洲平原或前缘分流河道砂及分流间湾泥构成的向上变深变细的中期旋回叠置体，下降半旋回不发育或由较薄的分流间湾泥及决口扇或河口沙坝组成的向上变浅变粗的中期旋回叠置体。

第三节　沉积体系及储层特征对比分析

储层是油气聚集之所，储层物性的好坏直接关系到油气能否进入其中聚集，而沉积体系的类型的不同决定了储层砂体类型也有所不同。我国东部断陷盆地广泛发育各种储集体，并在以扇三角洲—近岸水下扇为代表的储集砂体中取得了岩性油气藏勘探的重大突破。本章对比柴西南地区沉积体系及储集砂体的发育特征与东部断陷盆地沉积体系及储集砂体发育特征的异同点，为柴西南地区的岩性油藏勘探指明方向。

一、断陷盆地沉积体系及储层特征分析

陆相断陷盆地的多凹共生、凹凸相间的构造格局决定了盆地具有物源方向多、沉积类型多、沉积面貌复杂等特点。

（一）断陷盆地沉积体系特征

多种类型的沉积作用形成了多种类型的储集砂体。以济阳坳陷为例，在断陷盆地的充填沉积中可识别的主要沉积体系和沉积相组合，有冲积扇、扇三角洲、浊积扇、河流三角洲、滨浅

湖滩坝等。在断陷盆地发育的不同时期以及同一时期不同部位，发育的沉积体系类型是不同的。在断陷盆地发育的初期，主要发育冲积扇、河流和浅湖；在中、晚期，深湖、扇三角洲、辫状河三角洲、曲流河三角洲、浊积扇等沉积体系发育。平面上，断陷陡坡带发育扇三角洲、近岸浊积扇，缓坡带发育辫状河三角洲，长轴方向发育曲流河三角洲，三角洲前方发育滑塌浊积扇，断陷中央发育远岸浊积扇（典型浊积扇）。根据盆地不同构造演化阶段的特征、沉积体成因类型等，可将济阳坳陷古近系主要储层段的沉积相划分为4大类9亚类（表1－5）。

表1－5　济阳坳陷古近系主要沉积砂体特征表

沉积相类型	亚类	砂体特征				
		砂体形态	沉积构造	砂体沉积韵律	砂体岩性	实例
冲积扇	陆上冲积扇	平面：扇形；剖面：楔状	具以牵引流为主的沉积构造	层理不明显，向上变细的正韵律沉积序列	以砾石、粗砂岩为主，夹红色泥岩	济阳坳陷各凹陷北部陡坡带、南部缓坡带
	近岸水下扇	平面：扇形；剖面：楔状或透镜状	具以重力流为主牵引流为辅的沉积构造	构成向上变细变薄的正韵律沉积序列	含砾粗—中砂岩组成，向上砾石减少，泥岩夹层增多	济阳坳陷各凹陷北部陡坡带
三角洲	扇三角洲	平面：舌形或扇形；剖面：透镜状、楔状	具以牵引流为主重力流为辅的沉积构造	平原亚相具正韵律，前缘亚相具反韵律	各种不同粒级的砂岩	惠民凹陷临邑西南部、东营凹陷北部陡坡带沙四段
	辫状河三角洲	平面：席状；剖面：楔状或凸镜状	具以牵引流为主的沉积构造	主要呈现反韵律沉积序列	沉积物粒度较粗，多为中砂级以上	东营凹陷北部胜坨地区沙三上亚段
	曲流河三角洲	平面：席状；剖面：楔状或凸镜状	具以牵引流为主的沉积构造	平原亚相具正韵律，前缘亚相具反韵律	以细砂岩、粉砂岩为主，成熟度较高	东营复合三角洲、惠民凹陷北部基山三角洲
浊积扇	近岸深水浊积扇	平面：扇形；剖面：楔状或透镜状	具以洪水重力流为主的沉积构造	鲍马序列一般发育不完整	以长石砂岩为主，粒度差别很大，成熟度很低	东营凹陷北带、沾化孤北洼陷两侧边界断层下降盘
	远岸深水浊积扇	平面：扇形；剖面：楔状或透镜状	具以重力流为主的沉积构造	具明显的鲍马序列	以砂岩为主，粒度总体呈不等粒结构，成熟度很低	东营凹陷、沾化凹陷缓坡带沙三下—沙二下亚段
	滑塌浊积扇	平面：扇形；剖面：丘形或透镜状	具以滑塌重力流为主的沉积构造	鲍马序列一般发育不完整	以粉砂、细砂岩为主，分选型较差	东营东部复合三角洲
滨浅湖滩坝	滩砂和坝砂	平面：条带状；剖面：丘形或透镜状	具以牵引流（沿岸流、湖流动荡水体）为主的沉积构造	以向上变细的正韵律沉积序列为主	细砂岩、粉砂岩与泥岩频繁互层，成熟度较高	东营凹陷南坡八面河—王家岗地区、沾化凹陷邵家及孤南富林地区

冲积扇相在沙河街组各沉积时期均有发育，主要分布于盆地边缘，包括陆上冲积扇和近岸水下扇2种沉积类型。陆上冲积扇岩石类型以砾石、粗砂岩为主，夹红色泥岩，层理不明显，沉积构造呈现向上变细的正韵律沉积序列，成分成熟度和结构成熟度低。近岸水下扇是由陆上冲积扇前积进入深湖区，堆积在靠近断层的下降盘形成的水下扇体，在盆地断陷扩张期最为普遍。其垂向层序及砂体内部结构等与陆上冲积扇相似，只是其搬运机制是以牵引流与重力流共存为特点。砂体平面呈扇形，剖面呈楔状或透镜状。沉积构造从下向上呈变细变薄的正韵律层序，近岸水下扇主要由含砾粗、中砂岩组成，向上砾石减少，泥岩夹层增多。粒度概率累积曲线既有重力流类型也有牵引流类型，整体反映以水下重力流为主，牵引流为辅的混合水动力环境。

扇三角洲多发育于盆地断陷的早期，是在湖盆与物源之间高差大、坡度陡的条件下形成的。东营凹陷沙河街期的扇三角洲相主要发育于北部陡坡带沙四段，由于该带处于坡度陡峻的沟谷地貌，冲积扇易直接入湖形成扇三角洲体系，岩石类型为各种不同粒级的砂岩，平原亚相具正韵律特征，前缘亚相具反韵律特征。砂体平面呈舌形或扇形，剖面呈楔状或透镜状。辫状河三角洲主要发育于沙三段，沿凹陷的短轴方向分布，如东营凹陷北部沙三上亚段的胜坨辫状河三角洲，分布面积大，厚度大，沉积序列清楚，油气富集程度高，是国内较为典型的辫状河三角洲。曲流河三角洲自沙四段至沙二段均有分布。沙三段沉积时期是曲流河三角洲发育的鼎盛期，尤其是沙三段沉积的中后期，由于盆地周围山地上升，碎屑物源供给充足，河流频繁注入，分别在永安镇、莱州湾、牛庄、陈官庄等地区形成了多个三角洲沉积。

浊积扇是指以重力流搬运方式形成的深水扇形沉积体系，按其发育的构造部位及其与其他沉积体系的关系，可分为近岸深水浊积扇、远岸深水浊积扇和滑塌浊积扇等三种类型。近岸深水浊积扇、远岸深水浊积扇分别发育在断陷盆地的陡坡带和缓坡带，滑塌浊积扇主要分布在断陷盆地的洼陷带。滑塌浊积扇的成因主要与三角洲的主推进方向及前缘斜坡的地形特征有关，往往位于三角洲主推进方向前方的古地形低洼处，前缘沉积物发生滑塌，经常在三角洲进积体的坡角处或更远的深水湖区形成滑塌浊积扇沉积。其特点是几何形态上呈小型透镜体状，分布面积有限，厚度也较薄，一般数米厚，无补给水道，岩性以粉砂、细砂岩为主。而在湖泛期较长时，尤其是在三角洲发育的晚期，浊积扇的厚度及分布范围一般较大。东营凹陷在整个沙三中亚段沉积时期，由于多期三角洲进积、湖泛的交替沉积作用，在东营凹陷中央洼陷带形成了多期多个浊积扇体，这些扇体垂向上相互叠置，平面上叠合连片，构成了该区主要的储油砂体。

滨浅湖砂质滩坝体系发育于无碎屑物源直接注入的滨岸带或浅湖区域，是各类近岸砂体的碎屑物质经湖浪、湖流的淘洗、搬运，在湖岸带及附近浅水区形成的砂体。砂质滩坝在滨浅湖相带十分发育，岩性较细，与泥岩频繁互层，在低位体系域和高位体系域中较难保存，主要发育在湖侵体系域。砂体平面呈条带状，剖面呈丘形或透镜状，具以牵引流（沿岸流、湖流动荡水体）为主的沉积构造，垂向韵律以向上变细的正韵律沉积序列为主，成熟度较高。济阳坳陷滨浅湖滩坝砂体主要分布在凹陷的缓坡，如东营凹陷南坡的八面河—王家岗和纯化—小营地区，沾化凹陷的邵家及孤南富林地区等。

（二）断陷盆地充填特征

1. 盆地充填的阶段性

断陷盆地的充填往往不是一次完成的，而是分期次的。控盆同生断层活动由弱到强再到弱的特点，导致了盆地发生、发展到消亡的历史阶段性。在不同历史阶段或同一阶段的不同时期，

由于构造活动强度不同、持续时间不一、气候变化等影响，使得沉积充填形式有一定程度的差异。

在断陷盆地形成的初期，断陷幅度小，但先存的地形高差大，沉积速度快，以发育冲积扇、河流和浅湖为特征，沉积物主要由红色的砂砾岩、泥岩以及石膏层组成，总体上粒度粗，如渤海湾盆地的孔店组。

在断陷盆地发育的鼎盛期，断陷幅度大，以湖深且大、近岸水下扇和湖底扇广泛发育为特征，总体上粒度细，如渤海湾盆地的沙河街组。

在断陷盆地的消亡阶段，断陷幅度小，湖泊充填变浅，三角洲广泛发育，总体上粒度又有所变粗，但比盆地形成初期阶段要细些。

因此，断陷盆地的充填在纵向上表现为水体浅—深—浅，沉积物粒度表现为粗—细—粗。

2. 盆地充填的多样性

断陷盆地的充填在平面上表现出多样性。在盆地陡坡带，沉积物较粗，形成冲积扇、扇三角洲体系；缓坡带沉积物较细，多为河流三角洲、滨浅湖滩坝；轴向则以较大的进积型三角洲作为主导沉积体系；湖盆中心作为各个物源方向的延伸，出现各种类型的湖底扇沉积体系。在不同的构造带，沉积物的类型是有明显差异的。

3. 沉降中心与沉积中心的一致性

断陷盆地的主控断层附近是沉降幅度最大的部位，这里也是湖泊最深的部位。同时，由于紧邻陡坡带，距离物源近，近岸水下扇和扇三角洲发育，因此这里也是沉积物最厚、最粗的部位。因此，沉降中心和沉积中心是吻合的，这与前陆盆地明显不同。沉降中心和沉积中心的一致性，导致烃源岩与储集岩紧密共生，这是断陷盆地油气富集的重要原因。

（三）断陷盆地储层物性特征

断陷盆地储层孔隙可以分为原生孔隙和次生孔隙两大类。以东营凹陷为例，在浅于1650m的深度范围孔隙以原生为主（图1－11），其中在浅于800m的井段，基本上以压实收缩的原生粒间孔为主。在深度超过800m以后开始出现碳酸盐胶结，但在800～1650m深度范围基本上不存在溶蚀作用，因此在该深度范围主要分布着原始粒间孔隙经胶结物占据后剩余的粒间孔隙，即胶结剩余粒间孔。当深度超过1650m后开始出现溶蚀作用，但在不同的深度段溶蚀作用的程度不同，因而在不同的深度段形成不同的孔隙组合类型。其中在1650～1900m深度范围，溶蚀作用相对较弱，形成溶蚀孔隙与原生孔隙并存的混合孔隙段；超过1900m以后，因岩石受早期的胶结作用变得具有一定的抗压能力难以压实，故压实作用显得不重要，此时溶蚀和胶结作用基本上占了主导地位，因此在1900m以下的井段基本上都是属于次生孔隙。

东营凹陷北部陡坡带的砂岩孔隙度分布的总体规律是浅部高于深部，西部高于东部，且浅部分布规律简单，深部的分布规律相对复杂，说明深部砂岩物性的非均质性更严重。平面上无论是南部缓坡带，还是北部缓坡带孔隙度都是按着带状分布。在缓坡带东部高于西部，在陡坡带西部高于东部。

二、柴西南地区沉积体系及储层特征分析

（一）柴西南地区物源特征

通过对重矿物组合特征研究，结合沉积相分布，确定柴西南区E_3^1沉积时期有4大主要物源：七个泉—阿哈堤物源、阿拉尔物源、祁漫塔格物源和东柴山物源。不同物源所形成的沉积

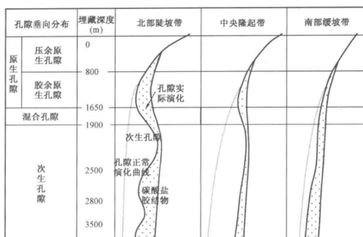


图1-11　东营凹陷不同地区孔隙垂向演化与分布(据朱筱敏,2002,经修改)

物特征和相类型有一定差异,从北到南,物源距离逐渐增大,岩性特征也相应发生变化。北部物源(七个泉—阿哈堤物源)为近距离物源——粗粒级、重力流沉积为主,中部物源(阿拉尔物源)为中等距离物源——中细粒级、河流沉积作用为主,而南部物源(祁漫塔格和东柴山物源)属于远距离物源——细粒级、湖泊沉积作用为主。

(二)柴西南地区沉积体系特征

从岩心、录井和测井资料的分析表明,柴西南区目的层系主要沉积相类型包括:冲积扇相、扇三角洲相、河流相、辫状三角洲相、洪积相、浊积相、滨湖亚相、浅湖亚相和半深湖亚相等(表1-6)。

表1-6　柴西南区主要砂体类型及特征

砂体类型	岩性组合	沉积构造	测井曲线	厚度(m)
冲积扇	砾岩、砂砾岩、砂岩夹粉砂岩	块状层理	箱形、指形	8~60
扇三角洲平原分流河道	砂砾岩、砂岩夹粉砂岩	块状层理、递变层理	箱形、齿化钟形	1~10
扇三角洲前缘分流河道	砾状砂岩、砂岩、粉细砂岩	递变层理、交错层理	小型齿化钟形、指形	3~5
辫状三角洲平原分流河道	砂砾岩、含砾中粗砂岩、中细砂岩	块状层理、递变层理、交错层理	齿化钟形	2~8
辫状三角洲前缘水下分流河道	(中)细砂岩和粉砂岩,次为中粗砂岩和含砾砂岩	块状层理、沙纹层理、斜波状层理、交错层理	齿化钟形、指形	0.5~3
辫状三角洲前缘河口坝、席状砂—远沙坝	粉砂岩和细砂岩为主,次为中细砂岩	斜波状层理、浪成交错层理、低角度交错层理、透镜状—脉状层理	箱形、指形、漏斗形	<3

续表

砂体类型	岩性组合	沉积构造	测井曲线	厚度(m)
滨湖沙坪	粉砂岩、细砂岩、含泥(泥质)粉砂岩	透镜状—脉状层理十分常见,浪成交错层理、低角度交错层理、波状层理和波痕	小型箱形或指形	0.2~2.5
浊积岩	含砾砂岩、砂砾岩,粉砂岩和细砂岩	块状层理、交错层理	指形、箱形	变化大
洪积岩	砾岩、砂砾岩	块状层理	指形、齿形	<3

柴西南区沉积微相的分布表现为时序上的继承性和位序上的差异性。纵向上,沉积微相的分布表现为较好的继承性,只是各微相的分布范围在不同时期有变化而已;平面上沉积微相总的分布特点是,北部为冲积扇—扇三角洲沉积区,中部为三角洲平原、前缘、滨浅湖直至较深湖沉积区,南部为三角洲前缘和滨浅湖沉积区。

总体看来,柴西南区沉积相演化有以下规律:下干柴沟组下段(E_3^1)辫状三角洲平原和前缘亚相逐渐退缩,滨浅湖亚相分布范围逐步扩大,构成连续的退积型三角洲沉积序列,反映相对湖平面上升速率大于沉积物供给速率;上干柴沟组上部(N_1^2)往上至下油砂山组,辫状三角洲平原和前缘亚相逐渐向湖盆推进,滨(浅)湖亚相分布范围逐步缩小(N_2^1 沉积期浅湖亚相在工区消失),构成连续的进积型三角洲沉积序列,反映沉积物供给速率大于相对湖平面上升速率。

(三)柴西南区储层物性特征

柴西南区储层可划分为两大类:一类是碎屑岩储层,另一类是非常规储层(以碳酸盐岩为主)。柴西南区以碎屑岩储层为主,分布广泛,非常规储层局限在跃进地区 E_3^2 地层中。

碎屑岩储层主要发育于下干柴沟组下段(E_3^1)和上干柴沟组下段(N_1^1)—油砂山组(N_2)。钻探证实这两套储层是西部南区最主要的砂岩储集体和油气富集层段,其发育程度主要受阿尔金、昆仑山物源区水系控制。平面上,跃进地区至东柴山一带三角洲及滨浅湖亚相砂体较为发育;阿尔金山前带以冲积扇、扇三角洲和湖底扇相砂体为主。

跃进地区非常规储层以藻灰(云)岩溶孔性储层和构造裂缝性储层为主,储层横向分布不稳定,平面上变化较大。两类储层均以薄、多、散、杂为特征。碎屑岩储层物性受沉积相带及压实作用控制。Ⅰ类储层为古阿拉尔水系形成的三角洲砂体,孔隙度大于15%,渗透率大于40mD。Ⅱ类储层为阿尔金山前的扇三角洲及昆仑山前小型三角洲砂体,孔隙度为10%~15%,渗透率为10~40mD。

柴西地区主要岩性油藏储层物性统计(表1-7)可以看出:

表1-7 柴西地区主要岩性圈闭储集层物性特征表

油藏名称	圈闭类型	层位	主要沉积相	岩性	平均单层厚度(m)	储层物性	
						ϕ(%)	K(mD)
跃地1井区	岩性	N_1	三角洲	粉砂岩		25	234.7
跃进二号东高点	构造岩性	E_3^1	滨湖亚相、沙坪微相	粉砂岩、细砂岩	2~4	10.7	5.9

续表

油藏名称	圈闭类型	层位	主要沉积相	岩性	平均单层厚度(m)	储层物性	
						ϕ(%)	K(mD)
七个泉浅层	背斜—岩性	N_1^2—N_2^1	冲积扇	细粒砂岩	2	16.75	26.88
七个泉深层	背斜—岩性	E_3	冲积扇	砂岩、含砾砂岩、砾岩及粉砂岩	2	12	26.88
绿草滩浅层	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩	2	12.3	<10
尕斯库勒	岩性构造	N_1—N_2^1	网状河流相	中细砂岩，砾状砂岩为主	4~8	16~20	14.5~1220
跃进四号	鼻状隆起岩性	N_1	三角洲平原亚相	粉砂岩、泥质粉砂岩		14.5	32.34
南参2断块	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩—细砂岩	1~2	10~25	<10
乌4断块	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩为主，次为细砂岩	2	17	9.2
狮子沟浅层	(岩性)背斜	N_1	扇三角平原	粉、细砂岩、细—含砾砂岩	2	12.57	39.3
砂西深层	构造岩性	E_3^1	三角洲平原亚相	细、粉砂岩	2~7(总厚244m)	13.9	27.97
红柳泉	岩性	E_3^1	(辫状)河流相	粗粉砂岩	3~4	<10	<5

(1)油砂山组和上干柴沟组上段(N_2—N_1^2)储层是以原生孔隙为主的中粗砂岩、砾状砂岩，其埋深小，成岩胶结作用相对较小，次生溶蚀作用较弱，储层物性良好，孔隙度一般在15%~28%，渗透率一般大于10mD，主要油气田的储层(N_2^1)累计厚度一般在100~200m不等；

(2)下干柴沟组下段(E_3^1)储层是以次生溶蚀孔隙为主的细砂岩—粉砂岩，主要油田的粉细砂岩(E_3^1)一般累计厚度多在100m左右，为三角洲前缘砂体，其埋深大，成岩溶蚀作用强烈，形成大量次生孔隙，物性较好，孔隙度一般大于10%，多数在10%~25%，渗透率较大，一般在10~50mD。

尽管柴西地区储层储集类型比较丰富，而且不同类型和不同深度的储层类型有所不同。但柴西地区的岩性圈闭基本上是发育在孔隙型砂岩储层中，而且大部分都是在三角洲相中。这与东部断陷盆地基本相同。

第四节　烃源岩发育特征对比分析

烃源岩是油气藏形成的物质基础，因而研究油气藏的成藏机制，首先要弄清烃源岩及其生烃情况。通常是利用岩心或岩屑的地球化学分析对烃源岩进行评价，给出有机质丰度、类型和成熟度等评价参数。烃源岩的好坏对油气成藏起着关键性的作用。另外烃源岩的分布，尤其是优质烃源灶的分布，决定着油气藏的分布范围。东部断陷盆地受多期构造活动的影响发育了多套烃源岩，如二连盆地下白垩统巴彦花群自上而下共发育四套暗色泥岩，即赛汉组(K_1bs)、腾二段(K_1bt_2)、腾一段(K_1bt_1)和阿尔善组(K_1ba)，其中的腾一段和阿尔善组是两套主力烃源岩层。

一、断陷盆地烃源岩特征分析

我国东部陆相断陷盆地以湖生生物及陆源高等植物为沉积有机质的主要来源。不同断陷盆地或同一断陷盆地不同时期发育的烃源岩有差别。例如，断陷盆地的类型随着沉积物与水的供应和可容空间的变化可以分为过补偿盆地、均衡补偿盆地、欠补偿盆地，不同的盆地类型的烃源岩在生物种属、数量及有机质的沉积保存条件上有差异，往往具有不同的有机质类型及丰度特征，在演化程度上也存在差异。在演化过程中，断陷盆地沉降速率的加快，配合较为温润的气候，在许多盆地造成深水、还原的欠补偿湖相沉积环境，形成大量的富有机质烃源岩。在中国东部许多中、新生代的张性盆地中，断陷期都是烃源岩形成的最有利时期。这些盆地该时期形成的烃源岩往往表现出一定的规律性：早期以浅湖相沉积为主，沉积物中烃源层的比例较小，以陆源有机质为主，生气能力较强；中期随着断陷的逐渐扩展和湖盆的变深，沉积物中烃源层的比例逐渐加大，以水生有机质为主，易形成富油型的Ⅰ型干酪根；后期随着盆地和湖水的变浅，烃源岩的比例再次降低，陆源有机质含量又逐渐增加，有机质类型变差，为腐殖型或混合型。

古近纪是多数断陷盆地湖相沉积物最为发育和主力烃源岩形成的时期。根据烃源层发育时期的不同，习惯上将主力烃源岩发生在断陷期的盆地称为断陷型含油气盆地（狭义类型），典型的如渤海湾盆地、江汉盆地以及苏北盆地等等；而将主力烃源岩发生在坳陷期的盆地称之为坳陷型盆地，如松辽盆地。

（一）断陷盆地烃源岩有机质特征

总的来看，我国东部中、新生代陆相断陷盆地淡水—半咸水沉积的主要烃源岩层，有机质丰度较高，平均有机碳含量均在1%以上，氯仿沥青“A”含量及总烃含量也较高，表明陆相地层中有机质是丰富的。盐湖相沉积虽然部分烃源岩有机碳含量相对较低，但它们的氯仿沥青“A”含量及烃含量并不低，烃源岩的烃转化率较高，同样是较好的烃源岩。不同的陆相断陷盆地，由于有机质的供给及沉积保存条件的差异，有机质丰度差异也较大。如渤海湾盆地的济阳坳陷及辽河坳陷古近系烃源岩有机质丰度极高（济阳坳陷 $Es_4^{上}$、$Es_3^{下}$ 及 Es_1 岩石有机质丰度均高于好烃源岩评价标准），而同属渤海湾盆地的冀中坳陷、东濮凹陷古近系烃源岩有机质丰度却相对较低（表1－8和表1－9）。

表1－8　我国东部中、新生代陆相断陷盆地主要烃源岩层平均有机质丰度表

盆地	松辽盆地		渤海湾盆地							南襄盆地	江汉盆地
坳（凹）陷			济阳坳陷			辽河坳陷	饶阳凹陷		东濮凹陷（北部）	泌阳凹陷	潜江凹陷
层段	青一段	嫩一段	沙四上亚段	沙三下亚段	沙一段	沙四、三段	沙一段	沙三段	沙四、三段	核三段	潜江组
主要有机质类型	Ⅰ、$Ⅱ_1$	Ⅰ、$Ⅱ_1$	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ、$Ⅱ_1$	Ⅰ、$Ⅱ_1$	$Ⅱ_1$	$Ⅱ_1$	Ⅰ、$Ⅱ_1$	Ⅰ、$Ⅱ_1$	$Ⅱ_2$
有机碳（%）	2.207	2.402	2.24	2.5	2.58	1.94～3.36	1.1	0.86	1.01	1.83	0.63
氯仿沥青“A”（%）	0.5330	0.2804	0.3947	0.3361	0.2957	>0.13	0.1792	0.1742	0.13	0.2168	0.2461
总烃（%）	0.1612	0.1682	0.1785	0.1647	0.1283	>0.05	0.1008	0.0971	0.08	0.1219	0.0969

资料来源：除济阳坳陷外，其他盆地数据均来自《中国石油地质志》卷2、卷3、卷5、卷7、卷9。

表 1－9 中国部分陆相含油气盆地烃源岩有机质丰度基本参数(据胡见义,1991,经修编)

盆地或坳陷		地层时代	有机碳(%)	干酪根 H/C 原子比	氯仿沥青"A"(%)	总烃含量(μg/g)	芳香烃	烃转化率(%)
二连	北	K_1、J_3	1.7～2.1	1.17～1.34	0.080～0.310	512～1210		5.0
	南		1.2～1.5		0.190	910		7.0
辽河西部		E_3	1.6～3.8	1.22～1.31	0.15～0.4	1870	2.0	8.2
渤海		E_3	1.3～2.3	1.0～1.35	0.145～0.349	570～2370	2.5～3.1	4.6
黄骅		E_3	1.1～1.8	1.1～1.5	0.12～0.19	400～800	1.5～3.0	6.4～7.5
济阳		E_3	0.8～3.0	1.28～1.41	0.2～0.38	1000～1600	3.5	6.0～13
饶阳		E_3	0.1～4.6	0.8～1.39	0.190	37～4660	2.2～4.8	5.0～20
苏北 东台		E_3	1.2～1.6	1.15～1.40	0.105	470	2.1～4.9	4.8
中原		E_2、E_3	1.0	0.72～1.42	0.134	800		25.0～30
江汉		E_2、E_3	0.6～0.7	1.16	0.206～0.339	900～1380	1.5～4.0	16.1～23.8
柴达木		N	0.2	0.7～0.8	0.020	86	3.4	4.0～6.0
		N_1、E_3	0.4～0.6	0.90～1.45	0.115	560	3.0～5.0	7.5～23.0

陆相断陷盆地烃源岩有机质类型具有多样性的特点,然而混合型(Ⅱ型)及腐泥型(Ⅰ型)有机质是陆相断陷盆地主力烃源岩中最常见的有机质类型。我国东部中、新生代陆相断陷盆地油气勘探实践表明,虽然陆相断陷盆地可能发育多套具有一定有机质丰度的烃源岩,但真正对油气成藏做出贡献的"有效烃源岩",往往是某几套以腐泥型及混合型有机质为主的具有较高丰度的烃源岩。

(二)断陷盆地烃源岩分布特征

陆相断陷盆地烃源岩沉积最有利的湖泊环境是生产率、降解率和稀释率之间相互作用的一种结果。上述三种因素的合适组合均可能产生潜在的烃源岩,而最大有机质丰度烃源岩则往往发生在生产率最高,而降解率和稀释率最低的情况下。在这种情况下湖水即不能太深以达到最高的生产率,又不能太浅以便于大部分有机质的保存,并且得以维持。因此,断陷盆地烃源岩分布受沉积洼陷控制。

我国东部的陆相断陷盆地多属封闭、半封闭自成体系的湖盆,沉积有机质的类型和含量明显受沉积相带的控制。由于湖盆的沉积相带多呈环带状分布,因而,有机质类型与丰度的平面分布往往也呈环带状,较好有机质类型及较高有机质丰度区一般在半深湖—深湖沉积相带。

以渤海湾盆地济阳坳陷为例,该坳陷是我国东部典型的新生代断陷湖盆,由一些箕状凹陷构成。在沙三下亚段沉积时期,湖水较深,浅湖—深湖沉积环境分布较广(图 1－12),水生生物发育,沉积了本区十分重要的烃源岩。在浅湖—深湖相沉积区,有机质类型较好,主要为腐泥型有机质,而在滨湖相沉积区,有机质类型以混合型为主。此外,在古近纪,济阳坳陷东营凹陷河流从东端入湖,三角洲向西推进,相应的,凹陷东端受陆源有机质输入的影响也较大,混合型有机质类型向凹陷中央延伸。有机质类型的平面展布特征表明,优质烃源岩的分布范围受沉积洼陷的控制,基本上都发育在浅湖—深湖沉积区(图 1－13)。

在沙河街组沉积的其他时期,烃源岩基本表现出了受沉积洼陷控制的特点。比如沙四上亚段烃源岩主要分布在东营凹陷,典型代表为牛庄洼陷南斜坡;沙一段优质烃源岩平面上主要发育于沾化凹陷的孤南洼陷、渤南洼陷和埕北洼陷。

图 1-12　济阳坳陷 $Es_3^{下}$—$Es_3^{中}$ 沉积相图(据李丕龙等,2003)

图 1-13　济阳坳陷 $Es_3^{下}$ 有机质类型及丰度平面分布图(据李丕龙等,2003)

对与我国另一著名的断陷盆地——二连盆地,凹陷内烃源层的分布特征表现出受主洼槽控制的特征,在次洼槽烃源岩分布面积很小,厚度变薄。可见,二连盆地烃源层分布除受凹陷控制外,更明显的是受主洼槽的控制。例如呼格吉勒图凹陷,面积只有 $600km^2$,共发育三个洼槽,西洼槽和中洼槽相距只有 12km,但西洼槽具有较好的生烃潜力,中洼槽却无暗色泥岩分布。又如,二连盆地生烃条件最好的阿南凹陷也只有善南洼槽(只占凹陷面积的 15%)具有良好的生烃能力,其余三个洼槽约占凹陷面积的 30%,有的埋深虽较大,但暗色泥岩厚度小,干酪根类型差,生烃潜力低;有的虽发育有一定厚度的暗色泥岩,但埋深小而不成熟。这种现象在其他凹陷也很普遍。此外,洼槽内的烃源层横向变化也很大,烃源岩在沉积中心处厚度大,向四周迅速减薄。如阿南凹陷善南洼槽,洼槽中心有效烃源层厚度在 800m 以上,向边缘不远处厚度却锐减为 100m 左右(杜金虎等,2003)。

(三)断陷盆地优质烃源岩对油气聚集的意义讨论

随着对烃源岩研究的深入,人们越来越认识到,有机质在岩石中的分布存在较强的非均质

性。这种非均质性不仅存在于不同的烃源层之间，而且存在于同一烃源层内部。在宏观上，非均质性表现为其有机质丰度、类型等特征具有较大差异。在微观上，非均质性则表现为其有机质赋存状态具有分散有机质和有机质富集层两种形式，两者在不同岩石中存在较大的差异。

实际上，我国东部中、新生代陆相断陷盆地中存在大量有机质富集层。有机质富集层相对集中的烃源岩，不仅有机质丰度明显高于以分散有机质为主的烃源岩，而且具有类型好、生烃潜力大等特点，称之为优质烃源岩。最近几年的油源对比研究表明，济阳坳陷发育有机质富集层的优质烃源岩对工业性油气聚集的形成具有举足轻重的作用。由于中国东部断陷盆地烃源岩发育过程的相似性，济阳凹陷优质烃源岩与油气聚集的这种关系有一定的普遍性，应引起足够的重视。优质烃源岩和有机质富集层的存在，造成中国东部的许多断陷盆地虽面积较小，但具有较高的油气丰度，具有“小而肥”的特点。在有机质富集层研究的过程中，利用岩石平均有机质丰度评价烃源岩往往不能准确地反映不同烃源岩对油气的真实贡献，下面以济阳坳陷为例详细加以论述。

济阳坳陷古近系主要发育了 $Es_4^{上}$、$Es_3^{下}$ 及 Es_1 三套优质烃源岩，页岩和纹层状泥岩较发育是它们的共同特征。$Es_4^{上}$ 主要发育于东营凹陷，Es_1 主要发育于沾化凹陷和车镇凹陷，$Es_3^{下}$ 全区均有分布。上述三套优质烃源岩平均有机质丰度较高，其有机碳及岩石热解生烃潜量(S_1+S_2)频率图均出现两个峰值，前峰为有机质呈分散状态的一般泥质烃源岩的丰度特征，而后峰则为有机质富集层的丰度特征。镜下观察，这三套优质烃源岩除含有分散有机质外，还含有大量有机质富集层。这些有机质富集层主要源于藻类等低等水生生物，在全岩光片中以层状藻形式存在，而在提取的干酪根中则可识别小古囊藻、渤海藻、颗石藻、葡萄藻等大量藻类。目前济阳坳陷已发现的多数油气田，特别是亿吨级的大油田，其油气主要源于这三套烃源岩。而以往作为主力烃源层对待的 $Es_3^{中}$，岩性以灰色、深灰色巨厚块状泥岩为主，其有机碳和热解生烃潜量频率分布为单峰型，有机质赋存形式以分散有机质为主，仅为一套普通烃源岩。

济阳坳陷的烃源岩中，有机质富集层的有机碳含量一般为普通烃源岩的 3 倍，岩石热解生烃潜量为 2 ~ 3 倍，尽管单层厚度较薄，但形成油气的潜力大。$Es_4^{上}$ 优质烃源岩有机碳含量平均为 7%，热解生烃潜力为 50mg/g，每克有机碳的生烃潜量为 710mg/g；$Es_3^{下}$ 优质烃源岩有机碳含量平均为 7%，热解生烃潜力为 52mg/g，每克有机碳的生烃潜量为 740mg/g；Es_1 优质烃源岩有机碳含量平均为 4%，热解生烃潜力为 26mg/g，每克有机碳的生烃潜量为 632mg/g；$Es_3^{中}$ 烃源岩有机碳含量为 2%，热解生烃潜力为 11mg/g，每克有机碳的生烃潜量为 500mg/g。有机质富集层的存在，为济阳坳陷大规模工业性油气聚集奠定了坚实的物质基础。

二、柴西南区烃源岩特征分析

柴达木盆地西部古近—新近系是典型的盐湖相沉积，也是该盆地油气储量最多、产量最高的地区和层位。其烃源岩以碳酸盐含量高、有机碳含量低为特征，但是低丰度的烃源岩中也发育有高丰度的烃源岩。

柴西古近—新近系烃源岩特殊的岩性与其独特的沉积环境是分不开的。古近—新近纪柴西为典型的盐湖相沉积，而盐湖常呈现出暂时性或间歇性，形成盐湖—咸水湖交替变换，造成蒸发岩与生油岩共生沉积作用，从而形成了一套较为特殊的烃源岩。钙质泥页岩有机碳含量多数在 0.4% 以下，而钙质含量在 25% 以上；与膏盐岩间互的泥页岩有机碳含量基本在 0.6% 以上，并且岩心分析表明有机碳含量可以在 1% 或 2% 以上。

(一)柴西南区烃源岩有机质特征

柴达木盆地西部古近—新近系烃源岩的评价,尤其是有机质丰度,前人已做了大量研究工作。整体而言,有机碳(TOC)含量偏低,分布在0.40%~0.55%之间;但它们的氯仿沥青"A"和总烃平均含量则相对较高,分别变化在0.041%~0.095%和200~800μg/g之间,与国内其他类型盆地烃源岩有机质丰度相比,研究区属低有机质丰度生油层。

1. 有机碳含量

柴西南区古近—新近系烃源岩的含量整体上均较低。相比较而言,古近系烃源岩的有机碳含量略高于新近系(图1-14和图1-15)。E_{1+2}、E_3^1和E_3^2烃源岩TOC分布范围分别为0.09%~1.1%、0.07%~2.43%和0.02%~1.89%,平均值则为0.50%(12个样品)、0.85%(106个样品)和0.59%(472个样品)(表1-10);新近系烃源岩N_1、N_2^1和N_2^2烃源岩TOC分布范围分别为0.01%~2.03%、0.01%~0.55%和0.01%~0.12%,平均值则为0.45%(347个样品)、0.15%(102个样品)和0.04%(11个样品),绝大多数样品TOC值小于0.4%,达不到烃源岩有机质丰度的下限值。

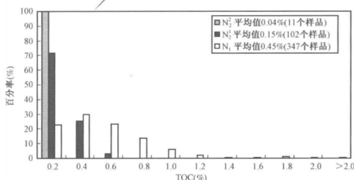


图1-14　柴西南区新近系TOC分布频率图(据长江大学,2007)

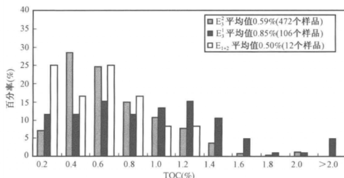


图1-15　柴西南区古近系TOC分布频率图(据长江大学,2007)

柴西南区E_3^1生油层TOC值最大值在扎哈凹陷和红狮凹陷;E_3^2生油层有机碳的丰度最大值也在扎哈凹陷和红狮凹陷地区,但是与E_3^1生油层相比,TOC值最大值有向西北方向迁移;N_1生油层TOC值明显偏低,最大值已到茫崖凹陷,明显具有东移的趋势。

表 1-10　柴西南区古近—新近系各层位烃源岩有机碳含量(%)统计表(据长江大学,2007)

地区	井号	N_2^2	N_2^1	N_1	E_3^2	E_3^1	E_{1+2}
七个泉	七 29	0.01~0.07 / 0.04(4)			0.55~1.2 / 0.90(17)	0.08~0.74 / 0.40(12)	0.09~0.43 / 0.26(5)
阿拉尔—红泉	阿 3					0.10~0.60 / 0.22(6)	
	红 28			0.13~0.72 / 0.47(25)	0.35~1.32 / 0.83(43)		
	红 113				0.25 / 0.25(1)	0.07~1.47 / 0.89(10)	
狮子沟—跃进	跃西 38			0.09~1.05 / 0.47(40)			
	跃灰 101				0.32~1.84 / 1.14(11)		
	跃Ⅳ-2			0.05~0.24 / 0.12(5)	0.08~0.41 / 0.19(14)		
北乌斯—南乌斯	绿参 1 井		0.06~0.32 / 0.23(12)	0.09~6.14 / 0.74(33)	0.06~2.24 / 0.71(126)	0.52~2.43 / 1.29(33)	
	乌 11 井		0.18~0.38 / 0.28(7)	0.22~0.94 / 0.40(29)	0.16~1.06 / 0.37(116)	0.10~1.02 / 0.45(22)	
	砂新 1		0.05~0.55 / 0.15(21)	0.06~2.03 / 0.60(104)	0.23~1.89 / 0.69(53)		
	砂 33 井	0.01~0.12 / 0.04(7)	0.01~0.55 / 0.17(39)	0.17~1.09 / 0.43(40)	0.32~0.68 / 0.51(9)		
切克里克—扎西	切 4 井			0.40~0.53 / 0.48(3)	0.10~1.11 / 0.46(53)	0.34~1.04 / 0.72(6)	
	切 3		0.11~0.15 / 0.13(2)	0.01~0.22 / 0.11(32)	0.02~0.13 / 0.07(9)		
	切 2 井				0.33~1.02 / 0.59(13)	0.42~1.30 / 0.85(6)	0.48~0.96 / 0.72(2)
	扎西 1		0.01~0.1 / 0.04(21)	0.01~0.59 / 0.14(36)	0.66~1.85 / 1.03(7)	0.89~1.94 / 1.18(11)	0.16~1.1 / 0.65(5)
南区		0.01~0.12 / 0.04(11)	0.01~0.55 / 0.15(102)	0.01~2.03 / 0.45(347)	0.02~1.89 / 0.59(472)	0.07~2.43 / 0.85(106)	0.09~1.1 / 0.50(12)

注:表中数据表示$\frac{\text{最小值}\sim\text{最大值}}{\text{平均值(样品数)}}$。

2. 产烃潜量

柴西南区烃源岩生烃潜量(PG)的变化规律与 TOC 值的变化特征相似,总体来说,古近—新近系烃源岩 PG 值不高,且古近系烃源岩 PG 值明显高于新近系烃源岩。柴西南区古近—新

近系烃源岩生烃潜量表明，古近系烃源岩尤其是干柴沟组的烃源岩最有可能是其有效烃源岩（表1－11）。

表1－11　柴西南区古近—新近系各层位烃源岩产烃潜量（mg/g）统计表（据长江大学，2007）

地区	井号	N_2^2	N_2^1	N_1	E_3^2	E_3^1	E_{1+2}
七个泉	七29	0.05～0.11 / 0.08(4)			0.82～5.1 / 2.65(17)	0.09～2.57 / 0.99(12)	0.1～1.01 / 0.47(5)
阿拉尔—红泉	阿3					0.06～1.0 / 0.26(6)	
	红28			0.11～1.3 / 0.67(25)	0.61～5.46 / 2.86(43)		
	红113				0.59 / 0.59(1)	0.13～6.52 / 2.7(10)	
狮子沟—跃进	跃西38			0.55～4.3 / 1.45(40)			
	跃灰101				0.47～9.58 / 3.57(11)		
	跃Ⅳ－2			0.1～0.37 / 0.16(5)	0.05～0.45 / 0.16(14)		
北乌斯—南乌斯	绿参1井		0.58～1.54 / 1.08(12)	0.08～6.69 / 1.63(33)	0.05～12.23 / 1.87(126)	3.22～14.74 / 7.91(32)	
	乌11井		0.64～1.86 / 1.33(7)	0.88～4.84 / 2.05(29)	0.08～5.75 / 1.64(116)	0.10～2.04 / 0.75(22)	
	砂新1		0.05～0.33 / 0.11(21)	0.08～4.31 / 0.98(104)	0.27～2.6 / 0.75(52)		
	砂33井	0.05～0.12 / 0.09(7)	0.05～0.77 / 0.23(39)	0.22～4.46 / 0.79(40)	0.36～1.52 / 0.69(9)		
切克里克—扎西	切4井			0.72～1.5 / 1.2(3)	0.08～5.09 / 0.90(53)	0.74～3.78 / 2.26(6)	
	切3		0.06～0.06 / 0.06(2)	0.02～0.23 / 0.09(32)	0.05～0.12 / 0.08(9)		
	切2井				0.47～3.38 / 1.49(13)	1.57～3.19 / 2.46(6)	1.99～3.70 / 2.85(2)
	扎西1		0.03～0.14 / 0.08(21)	0.03～1.99 / 0.25(36)	0.72～3.92 / 1.85(7)	0.83～4.77 / 2.6(11)	0.16～3.48 / 1.8(5)
南区		0.05～0.12 / 0.09(11)	0.03～1.86 / 0.35(102)	0.02～6.69 / 0.97(347)	0.05～12.23 / 1.61(472)	0.06～14.74 / 3.50(106)	0.1～3.70 / 1.42(12)

注：表中数据表示 $\frac{\text{最小值～最大值}}{\text{平均值(样品数)}}$。

3. 氯仿沥青“A”

整体而言，柴西南区古近系各层位烃源岩氯仿沥青“A”含量较高（表1－12），平均值均为0.089%以上，E_{1+2}、E_3^1和E_3^2生油层烃源岩氯仿沥青“A”的平均值分别为0.188%（1个样品）、0.083%（12个样品）和0.168（17个样品），有大于50%样品，氯仿沥青“A”的含量高于0.05%，表明柴西南区古近系氯仿沥青“A”的含量已达到较好—好烃源岩标准。相比之下，新近系烃源岩氯仿沥青“A”含量明显低于古近系，90%样品氯仿沥青“A”含量低于0.05%，暗示其烃源岩尚未达到较好烃源岩。

表1－12　柴西南区古近—新近系各层位烃源岩氯仿沥青“A”（%）统计表（据长江大学，2007）

地区	井号	N_2^2	N_2^1	N_1	E_3^2	E_3^1	E_{1+2}
阿拉尔—红泉	红113				0.052(1)	0.001～0.229 0.068(6)	
狮子沟—跃进	狮15					0.06(1)	
	狮23					0.077～0.112 0.0954(2)	0.188(1)
	狮25				0.020～0.165 0.092(2)	0.079～0.243 0.161(2)	
	跃灰101				0.007～1.431 0.306(6)		
	建参1					0.071(1)	
	狮深24				0.112(1)		
	狮深10斜3	0.111(1)					
北乌斯—南乌斯	绿参1			0.004～0.027 0.012(6)	0.003～0.450 0.095(7)		
	乌12		0.005～0.013 0.009(2)				
	砂33	0.02(1)		0.166(1)			
南区		0.02～0.111 0.0655(2)	0.005～0.013 0.009(2)	0.004～0.166 0.034(7)	0.003～1.431 0.168(17)	0.001～0.243 0.083(12)	0.188(1)

注：表中数据表示$\frac{\text{最小值～最大值}}{\text{平均值（样品数）}}$。

柴西南区N_1地层的生油岩主要发育在茫崖凹陷中部；E_3^2地层的生油岩在本区普遍发育，主要集中在七个泉、红柳泉、狮子沟、跃进至绿草滩地区；E_3^1地层的生油岩主要发育在红狮凹陷及跃进地区至绿草滩地区。

总的来说，与东部相比，柴西地区烃源岩质量一般（表1－13）。

（二）柴西南区烃源岩分布特征

柴西南地区发育四套烃源岩。E_3^2烃源岩有机质丰度高、类型好，成熟度较高，厚度大，是柴西地区的主力油气源。E_3^1烃源岩由于厚度小于E_3^2烃源岩，是研究区的次主力烃源岩。N_1^1和N_1^2烃源岩不仅厚度薄、热演化程度低、有机质丰度和类型都较差，可能不是研究区主力烃源岩。

表 1-13 柴西地区与济阳坳陷古近—新近系烃源岩特征对比表

评价参数	柴西地区	济阳坳陷		
源岩岩性	泥岩、泥灰岩、钙质泥岩	页岩、泥岩		
层位	E_3^2	$Es_4^{上}$	$Es_3^{下}$	Es_1
有效源岩厚度(m)	600~2500	250~400	250~450	150~400
有机碳含量(%)	0.37	2.24	2.5	2.58
氯仿沥青"A"(%)	0.084	0.3947	0.3361	0.2957
总烃(%)	0.0415	0.1785	0.1647	0.1283
有机质类型	Ⅱ—Ⅲ型为主,少量Ⅰ型	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ、$Ⅱ_1$
成熟度,R_o(%)	>0.7	>0.5	>0.38	0.3~0.8
生油量($\times10^8$t)	35.4	2120.1		
排油量($\times10^8$t)	17.7	398.82		

注:柴西地区数据据全国第三次油气资源评价,济阳坳陷数据据胜利油田,经修改。

以 TOC >0.4% 的烃源岩为有效烃源岩和 TOC >1.0% 的烃源岩为优质烃源岩,柴西南地区有效烃源岩和优质烃源岩的分布具有以下特征:

四个研究层位的有效烃源岩中,E_3^2 有效烃源岩厚度大、分布面积广、有机碳含量高、生烃潜力大、有机质类型较好,是研究区最好的烃源岩。E_3^1 有效烃源岩厚度、面积和有机碳含量较小,但是成熟度较高,是研究区内生油气潜力排第二位的烃源岩。N_1^1 和 N_1^2 有效烃源岩厚度较薄、而且只有部分埋藏深度较大地区进入成熟门限,所以对研究区油气成藏的贡献相对较小。

从优质烃源岩分布来看,E_3^2 优质烃源岩丰度高、厚度大、分布面积广、热演化程度较高,是柴西的主要油气源;E_3^1 优质烃源岩由于厚度和面积小于 E_3^2 优质烃源岩,可能是次要的油气源;而 N_1^1 和 N_1^2 优质烃源岩与研究区油气田的关系不是很密切。由于这 4 个层位优质烃源岩均为盐湖相沉积,有机质类型也主要是Ⅱ型干酪根,从油源对比的角度很难找出柴西地区不同油藏的烃源岩,因此,上述分析是很有必要的,其结果可以指导研究区油气成藏研究。

总的说来,狮子沟、茫崖、乌南以西等地区的不同层位连续发育了优质烃源岩和有效烃源岩,其中狮子沟—茫崖一带是柴西古近—新近系最为有利生油气区。因为该带在下干柴沟组和上干柴沟组沉积时期,基本上为咸化湖盆的较深水环境,是石膏、盐岩发育区,形成的水体分层稳定,缺氧条件持续的时间长,非常有利于有机质的堆集和保存,故沉积了大量优质烃源岩。

第五节 输导系统特征对比分析

油气输导系统是指连接烃源岩与圈闭的运移通道所组成的输导网络。长期以来,人们通常认为烃类流体是沿着断层、不整合、储层三种通道体系呈面状运移至圈闭的。但最近几年来的研究和实践表明,油气运移只通过局限的优势通道进行,其运移空间只占输导层的 1% ~ 10%。这些路径在地下交织成错综复杂立体网状的油气运移输导网络,构成油气运移输导系统。输导系统可以是非均质储层或不整合面渗透带,也可以是断裂或裂缝,还可以是孔隙渗流带与断裂或裂缝带的复合体。

在整个油气系统中,只有位于输导网络(油气优势运移通道)上的,而且与主要运移时期相匹配的圈闭才最有可能形成油气藏。本节系统对比了柴西南区输导系统特征与东部断陷盆

地输导系统特征的异同，指出柴西南地区输导系统具有“垂向为主，侧向运移能力不强”的特点。

一、断陷盆地输导系统特征分析

东部断陷盆地发育复式输导系统，垂向和侧向输导能力都很强。断层、不整合面以及高渗透砂层的存在，使得油气垂向、侧向输导距离较远，在空间上形成复式输导系统。

以二连盆地为例，蒙古林断层是油气从阿南洼槽向蒙古林构造和小阿北构造的运移通道。阿南洼槽成熟烃源岩生成的油气沿着蒙古林断层从南向北，进行长距离的横向运移，运移至蒙古林、小阿北等低油气势区，聚集成藏。油气水平距离一般为5～12km，最远可达12～20km，这也是阿南凹陷油气运移有别于二连盆地其他凹陷的一个显著特点。

二连盆地赛汉塔拉凹陷由于高渗透性砂层仅在东部的物源区发育，平面上连片性差，而且储层孔渗性变化很大。凹陷的扎布构造带的油源通过断层由下向上运移，输导系统以深大断裂为主体，油气主要沿着断裂纵向运移。特别是在下伏成熟生油岩和上覆圈闭之间有大套泥岩隔层的地区，大断层对油气的输导作用较为明显（图1－16）。扎布构造带腾二段的烃源岩埋藏浅、刚刚成熟。其下伏的腾一段及阿四段烃源岩虽然成熟，但与腾二段储层之间又有400多米的巨厚泥岩相分隔，所以腾二段油气只能靠断层自下而上运移。在腾二段地层内部，发育大量的与扎布断层相互补偿的应力平衡层，但派生断层均未断至腾一段。因此，油气运移的通道并不十分通畅。在扎布断层于其他断至成熟烃源岩的大断层交汇处，是应力释放区形成的断裂破碎带，形成“烟囱”效应，沟通了阿尔善组、腾一段成熟烃源岩和腾二段储层，形成了油气运移的主通道。

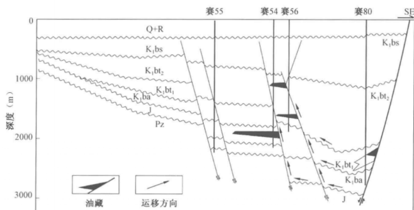


图1－16　赛汉塔拉凹陷南洼槽断层通道剖面示意图（据华北油田，2002，经修改）

不整合面是一个风化剥蚀面，长期的风化、淋滤作用，使得溶蚀孔隙十分发育。所以，在不整合面不仅发育有储集条件较好的储层，同时，也是油气的重要通道。二连盆地存在四次沉积间断，对应的发育四套不整合面：侏罗系与阿尔善组之间、阿尔善组与腾格尔组之间、腾格尔组与赛汉塔拉组之间以及赛汉塔拉组与上覆古近—新近系之间。

因此，盆地中的油气主要在较高孔渗透的输导层、不整合和断裂系统中运移。输导系统的不同组合形式对油气藏的类型、分布起着不同的控制作用。

由于断层良好的运移能力，以断层为主要运移通道的油气藏，常可形成于离烃源层具有较

大的时空跨度的层位，在断层附近可以形成多层叠置的油气藏（如阿南凹陷、赛汉塔拉凹陷赛中洼槽和吉尔嘎朗图凹陷宝饶构造带）。

不整合面作为油气的运移通道，往往可以使油气进行长距离的侧向运移，形成各种与不整合面有关的地层油气藏（如乌里雅斯太凹陷）。

以连通砂体为主要通道的油气藏，常形成于距离烃源层较近或相邻的层位，油气在砂体中的分布位置主要取决于砂体物性的非均质性，油气常在砂体的相对高孔渗部位聚集成藏（如巴音都兰凹陷巴Ⅱ构造带和巴Ⅰ构造带）。

但事实上很少有单一的输导方式形成的油气藏，油气在地下从烃源层向储层运移，并最终在合适的圈闭中聚集成藏，其运移通道往往并不是单一的断层、高渗砂层或不整合面，更多是其中的两者或更多在多种方式组合下的复杂的立体网络通道，即输导系统。

二、柴西南区输导系统特征分析

研究发现，构成柴西南区输导系统的主要单元为砂体和断层。本区发育有不整合油气藏，但不整合在油气二次运移过程中起通道的作用并不大。由于柴西南区砂体发育范围较窄，横向上运移距离不大，局部不整合只零星分布在盆地边缘，油气很难运移到那里。柴西主要发育逆断层，油源断层上盘多为背斜构造，不能形成拉张型盆地内的阶梯状运移通道，因此主要以垂向运移为主。

柴西南区骨架砂体的空间展布范围较窄，相带变化快，使得柴西南区横向上油气运移距离受到极大的限制，如果没有其他输导体沟通，横向上远离或纵向上与有效烃源岩相隔较远的砂体无法接触到油气。幸运的是柴西南区砂体分布直接受到这些同沉积逆断层的控制，紧邻断层发育，断层切割深，直接连通深部有效烃源岩，它们是沟通烃源岩与油藏之间的直接输导系统。由已发现的油气藏与断层位置关系可知，柴西南区大部分油气藏的形成及油气分布范围直接受断层的控制。同生逆断层的活动及封闭性控制着柴西南区油气的运移与成藏，是柴西南区油气富集的主要因素，也是该区油气运移的重要特征。

断层在油气运移与聚集的过程中起着重要的作用。首先油源断层是油气穿层运移和垂向运移的重要通道，断层也可以造成业已形成的油气藏的破坏，引起油气在空间上的再分配；同时同沉积断层还控制着沉积体系、砂体的发育；断层的活动可以形成裂缝，从而改善断层两侧储集空间的输导及储集性能。断层作为油气运移的通道，其输导性能主要取决于其垂向及侧向上的封闭能力，同时也与断层性质、断面产状以及活动性等有关。

下干柴沟组下段优质输导系统分布于跃进一号和二号两个地区，阿尔金山前带以及红柳泉为一般输导系统，跃进地区周围和乌南南面也属于一般输导系统之列。狮子沟地区下干柴沟组主要发育裂缝输导系统。上干柴沟组优质输导系统由跃进地区向东延伸至油砂山砂新1井地区，乌南地区也属于优质输导系统。一般输导系统相对于下干柴沟组下段，阿尔金山前带一般输导系统萎缩至狮北地区，中部的一般输导系统延伸至花土沟、狮子沟一带，北乌斯和乌南南面还属于一般输导系统。下油砂山组一般输导系统和优质输导系统的范围都在向外扩大，优质输导系统向西扩展到阿拉尔一带，一般输导系统在跃进、乌南地区连成一片。

从优质输导分布看，跃进地区始终属于优质输导系统，只是在不同层位范围大小不同而已，阿尔金山前的输导系统主要在下干柴沟组下段最发育，而在上部层位范围局限。乌南地区则在上部地层输导系统较发育。因此平面上不同层位输导系统的发育相差较大，尤其是北部的阿尔金山前与乌南正好相反，这主要是因为沉积中心迁移的结果。

第六节　岩性圈闭特征对比分析

圈闭是油气聚集成藏的场所，良好的圈闭条件是油气成藏乃至油气聚集的关键因素之一。我国东部断陷盆地发育的岩性圈闭具有圈闭类型多、圈闭形成时间早、圈闭形成期次多和圈闭砂体厚的特点，柴西南地区的岩性圈闭与东部相比，除了圈闭砂体厚度稍差，其他特征类似。

一、断陷盆地岩性圈闭特征分析

（一）隐蔽圈闭类型

受特定的地质背景以及复杂的构造变动和沉积演化特征影响，我国东部断陷盆地发育多种类型的隐蔽圈闭。以二连盆地为例，按圈闭的成因，可将已经发现的隐蔽圈闭分为岩性圈闭（上倾尖灭岩性圈闭、透镜体圈闭、成岩圈闭）、地层圈闭（地层超覆圈闭、地层不整合型圈闭、潜山圈闭）和复合圈闭（构造—岩性圈闭、构造—地层圈闭），共三类八大类（表 1－14）。

表 1－14　二连盆地隐蔽圈闭类型划分表

圈闭类型			圈闭剖面形态	实例
类	大类	亚类		
岩性圈闭	岩性上倾尖灭圈闭	砂砾岩上倾尖灭圈闭		巴 27、太参 1、赛 66、哈 50
		砾岩上倾尖灭圈闭		太 21
		火成岩上倾尖灭圈闭		洪 5
	透镜体圈闭	砂砾岩透镜体圈闭		太 25、太 35、吉 35
	成岩圈闭	砂岩成岩圈闭		巴 2
地层圈闭	地层超覆圈闭	砂岩地层超覆圈闭		巴 31、吉 66
		砂砾岩地层超覆圈闭		哈 36、哈 39
	地层不整合圈闭	砂岩地层不整合圈闭		巴 32
	潜山圈闭	砂砾岩潜山圈闭		哈 8
		火成岩潜山圈闭		吉 46
复合圈闭	构造岩性圈闭	碳酸盐岩—粉砂岩构造—岩性圈闭		巴 10
		砂砾岩构造—岩性圈闭		巴 19、巴 9、太 47、林 4、林 5
		碳酸盐岩构造—岩性圈闭		巴 5
	构造地层圈闭	砂岩构造地层圈闭		巴 48、巴 36、太 3、太 21、太参 1

岩性圈闭是指储层岩性变化所形成的圈闭,包括岩性上倾尖灭圈闭、透镜体圈闭和成岩圈闭。其中以上倾尖灭圈闭和砂岩透镜体圈闭最为常见。上倾尖灭圈闭是指由于储层沿上倾方向尖灭或渗透性变差而造成的圈闭。巴音都兰凹陷北洼槽的巴 27 和乌里亚斯太凹陷的太 21 油藏属于此种类型。透镜体圈闭是指透镜状或其他不规则状储层周围被不渗透地层所限而形成的圈闭,最常见的是泥岩层中的砂岩透镜体。该类圈闭的规模一般都不大,它可以是泥岩中的砂岩透镜体,也可以是低渗透岩层中的高渗透带。目前该类砂体已钻遇了太 25、太 35 等多个,该类圈闭受四周非渗透性泥岩控制,一般自成孤立油水系统。储油气圈闭往往受多种因素的控制。当某种单一因素起绝对主导作用时,可用单一因素归类,但当多种因素共同起大体相同的作用时,就形成了复合圈闭。常发育在构造斜坡或大型鼻状(背斜)构造的翼部,储层砂砾岩体向构造高部位相变为泥岩形成岩性封挡,或与断层配合,从而构成构造—岩性圈闭。如巴音都兰凹陷南洼槽巴 19 和巴 10 等。

(二)断陷盆地岩性圈闭特征

1. 断陷盆地圈闭形成期次特征

与构造圈闭不同,只要砂泥岩匹配良好便可形成岩性圈闭。分析纵向上的储盖组合(图 1－17),根据盖层和储层的临界值,根据泥岩盖层与砂砾岩储层的相互配置关系,可以划分出三套有效储盖组合,相应的在三个部位发育岩性圈闭(图 1－18)。用此方法可以分析岩性圈闭的形成期次特征。

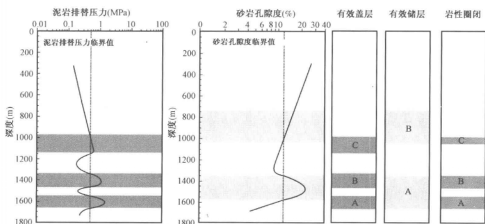


图 1－17　岩性圈闭形成条件分析图

研究发现,断陷盆地岩性圈闭具有早期性和多期性特征(图 1－19),这对于岩性圈闭的成藏具有非常好的优势性。

2. 断陷盆地圈闭单砂体特征

断陷盆地的优质砂岩体圈闭规模一般比较大:发育单一大规模砂岩体圈闭或是多个小型圈闭叠合连片。单一大规模岩性圈闭存在大的油气储集空间,有利于油气的富集,所形成的岩性油藏含油面积大、储量大,油气富集程度高。在统计的几个典型岩性油气藏中(表 1－15)可以明显地看出,大型岩性油气藏的砂体物性条件都较好。

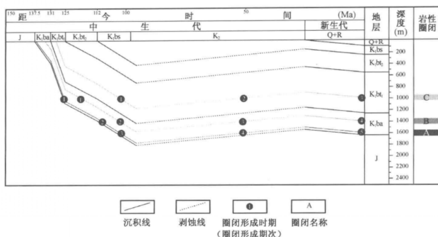


图 1－18　岩性圈闭形成期分析模式图

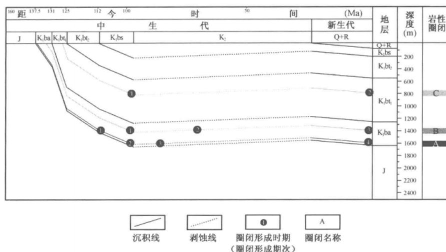


图 1－19　巴 6 井岩性圈闭形成期分析图

表 1－15　东部断陷盆地典型岩性油藏砂体物性特征

油藏名称	储集相类型	平均孔隙度(%)	平均渗透率(mD)	砂体厚度(m)
营 11 油藏	湖底扇	22.0	10	13.6
王 70A 油藏	湖底扇	17.0	159	20.8
王 70B 油藏	湖底扇	17.5	157	19.6
牛 20C3 油藏	湖底扇	19.3	514	8.3
牛 35B1 油藏	湖底扇	17.0	63	8.1
永 5	扇三角洲	—	—	7.6
梁家楼古河道砂	古河道砂	22.5	75	9.5
绥中 36－1 油藏	三角洲	30.0	785	6.0

牛庄洼陷营11油气藏含油层位为$Es_3^{中}$底部，砂体最大厚度为23.6m，主要发育于东营凹陷中央断裂向斜带中段北侧的小向斜东半部，在向斜中心往西迅速尖灭，平面上呈扇形，西、北、东三面边缘浅，向西南向斜中央变深，油层中部厚，四周薄，剖面上呈透镜体状。该砂体除向斜最低部外大面积含油，已探明含油面积12.3km^2，储量1487×10^4t，是济阳坳陷已发现的未被断层分割的单砂体岩性油藏中最大的一个（图1－20）。

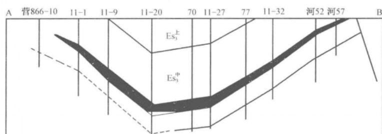


图1－20　营11岩性油藏剖面图（据李丕龙，2004）

又如绥中36－1油田位于辽东湾坳陷内辽西低凸起中段的绥中36－1构造带上，东营组下段是以典型三角洲砂体为主要储集岩体的主力油层。绥中三角洲砂体规模及砂层单层厚度较大，横向相对稳定，同时，东营组下段顶部的湖相泥岩是良好的区域性盖层，对油气形成了有效的封闭。绥中36－1油田查明东营组三角洲岩性圈闭面积130km^2，含油面积43.3km^2，基本探明储量为2.61×10^8t（图1－21）。

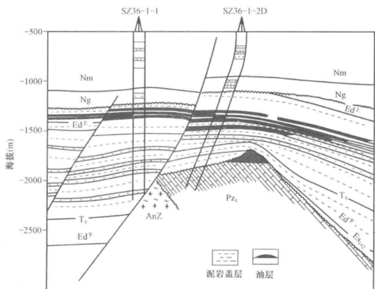


图1－21　绥中36－1油田三角洲砂体油藏剖面图（据辛世刚，1997）

3. 断陷盆地岩性圈闭分布模式

由于断陷盆地不同凹陷构造类型各异，其隐蔽圈闭也具有不同的分布模式，以二连盆地为例，大致可归结为：陡坡带隐蔽圈闭分布模式、缓坡带隐蔽圈闭分布模式、洼槽带隐蔽圈闭分布模式。

1）陡坡带

以巴音都兰凹陷南洼槽为例，断陷盆地陡坡带受控凹断层的长期活动影响，发育有断阶带、逆牵引背斜和反转构造等多种构造样式，同时还控制着沉积砂体的类型和展布。受构造背景的控制，凹陷陡带沉积具有近物源、多物源、沉积厚度大、相变快的特点，在不同的部位分别形成扇三角洲、辫状河三角洲、水下扇、深水浊积扇和冲积扇等沉积体。在凹陷陡带，由于构造类型不同、构造部位不同、沉积砂体类型不同，形成特征各异的隐蔽圈闭特点（图1－22）。

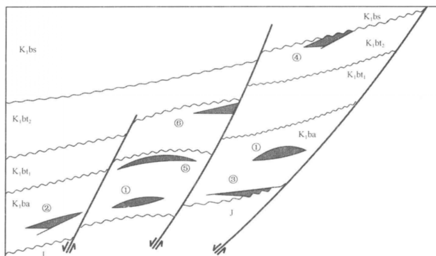


图1－22　陡坡带隐蔽圈闭分布模式

① 砂岩透镜体圈闭；② 砂岩上倾尖灭圈闭；③ 地层超覆圈闭；
④ 地层不整合圈闭；⑤ 构造岩性圈闭；⑥ 断层岩性圈闭

2）缓坡带

缓坡带由于构造带宽、构造演化、沉积存在不均衡性，可进一步划分出内带、中带和外带。其中外带发育河流相，内带发育湖底扇砂体，而中带以发育三角洲、湖底扇、滨浅湖滩坝砂等沉积砂体为主，利于形成岩性、构造—岩性和地层等圈闭类型，如乌里雅斯太凹陷南洼槽（图1－23）。

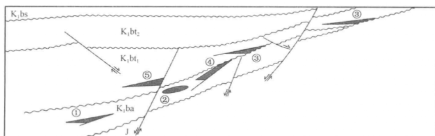


图1－23　缓坡带隐蔽圈闭分布模式

① 上倾尖灭圈闭；② 透镜体圈闭；③ 地层超覆圈闭；④ 地层不整合圈闭；⑤ 断层岩性圈闭

3）洼槽带

洼槽带一般是盆地的沉积中心，多为半深湖—深湖沉积相带，也是凹陷的油源中心。发育大量的浊积扇或湖底扇，以形成自生自储型砂岩透镜体圈闭为主。同时，还发育岩性上倾尖灭圈闭和其他地层圈闭，以及各类复合圈闭，如赛汉塔拉凹陷（图1－24）。

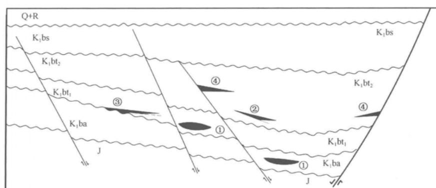


图 1-24　洼槽带隐蔽圈闭分布模式

① 砂岩透镜体圈闭；② 砂岩上倾尖灭圈闭；③ 地层超覆圈闭；④ 断块岩性圈闭

类型	亚类	油气藏模式图
岩性圈闭	上倾尖灭	红柳泉红28井区油藏
	砂岩透镜体	红参2井 红柳泉红参2井油藏
地层圈闭	地层超覆	深3
	地层削蚀	七个泉油藏
	古潜山	跃12井区古潜山油藏
复合圈闭	断层—岩性	乌南油田浅层油藏

图 1-25　柴西南区隐蔽油藏类型示意图

二、柴西南区岩性圈闭特征分析

（一）柴西南区隐蔽圈闭类型

根据柴西南区已知油藏特点，以及圈闭的成因和对油气的封堵机制，将隐蔽油气藏分成三大类，即岩性油气藏、地层油气藏和复合油藏，在柴西南区这几种油气藏均有发现（图 1-25）。

（二）柴西南区岩性圈闭特征

1. 柴西南区岩性圈闭形成期次特征

应用东部的方法分析柴西南区的岩性圈闭形成期次，研究发现，柴西南区岩性圈闭形成期次特征与东部断陷盆地类似，也体现出早期性和多期性特点。以红 30 井为例（图 1-26），红 30 发育了三套有效储层（图 1-26c）：即储层 A、储层 B 和储层 C；同时确定了一整套有效盖层（图 1-26d）：盖层 a。二者重叠形成了岩性圈闭 1、岩性圈闭 2 和岩性圈闭 3（图 1-26e）。结合埋藏演化史，岩性圈闭 1 形成于 N_1 末期，发育在 E_3^1 下部深度约为 3950～3995m 处，岩性圈闭 2 形成于 N_2^2 中期，发育在 E_3^2 下部深度约为 3250～3320m 处，岩性圈闭 3 现今才形成，发育在 N_2^1 上段到 N_2^2 下段深度约为 1500～2400m 处。

2. 柴西南区岩性圈闭单砂体特征

与东部不同，柴西南区岩性圈闭砂体普遍偏薄，平均厚度仅为 2～8m（表 1-16）。

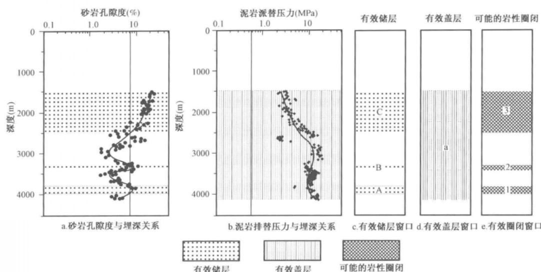


图 1-26 红 30 有效岩性圈闭分布图

表 1-16 柴西地区主要岩性圈闭储集层物性特征表

油藏名称	圈闭类型	层位	主要沉积相	岩性	平均单层厚度(m)	储层物性	
						ϕ(%)	K(mD)
跃地 1 井区	岩性	N_1	三角洲	粉砂岩		25	234.7
跃进二号东高点	构造岩性	E_3^1	滨湖亚相砂坪微相	粉砂岩、细砂岩	2~4	10.7	5.9
七个泉浅层	背斜—岩性	N_1^2—N_2^1	冲积扇	细粒砂岩	2	16.75	26.88
七个泉深层	背斜—岩性	E_3	冲积扇	砂岩、含砾砂岩、砾岩及粉砂岩	2	12	26.88
绿草滩浅层	构造岩性	${N_2}^1$	三角洲相	粉砂岩	2	12.3	<10
尕斯库勒	岩性构造	N_1—N_2^1	网状河流相	中细砂岩,砾状砂岩为主	4~8	16~20	14.5~1220
跃进四号	鼻状隆起岩性	N_1	三角洲平原亚相	粉砂岩、泥质粉砂岩		14.5	32.34
南参 2 断块	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩—细砂岩	1~2	10~25	<10
乌 4 断块	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩为主,次为细砂岩	2	17	9.2
狮子沟浅层	(岩性)背斜	N_1	扇三角平原	粉、细砂岩、细—含砾砂岩	2	12.57	39.3
砂西深层	构造岩性	E_3^1	三角洲平原亚相	细、粉砂岩	2~7(总厚 244m)	13.9	27.97
红柳泉	岩性	E_3^1	(辫状)河流相	粗粉砂岩	3~4	<10	<5

3. 岩性圈闭分布模式

受古地形、沉积相带和后期改造控制，不同的构造—沉积背景上发育有不同的岩性圈闭。总的说来，柴西南区已发现的岩性圈闭分布主要有以下三种类型。

1）坡折带背景

在凹陷湖盆简单斜坡构造背景上，由沉积古地形构成的坡折带控制的辫状河三角洲前缘砂体形成岩性圈闭，有利于形成砂岩透镜体和砂岩上倾尖灭，砂岩透镜体和上倾尖灭砂岩被泥岩所包围，形成隐蔽油藏。但单个油藏规模较小，且往往成群出现，如红柳泉地区红参 2 井区和红 28 井区岩性油藏。

2）构造反转

柴西南区早期断陷，后期挤压推覆发生构造反转，多物源地区可以形成砂岩上倾尖灭，后期构造反转之后油气大规模运移，形成了岩性油藏，通过研究认为七个泉七 30 井区岩性油藏属于这种模式。

3）断层侧向封堵

柴西南后期构造活动剧烈，发育南北向和东西向断裂，断层侧向封堵和砂体尖灭联合作用，形成了岩性圈闭，以七个泉地区Ⅱ区块油藏为代表。

柴西南具有相对平缓的古地形和多物源的沉积特点，形成了储层相对薄，沉积体地震相特征不明显，同时由于本区的沉积特点和地震资料分辨率的限制，砂岩透镜体识别难度大，而后期构造运动期次多，因此以寻找斜坡背景下构造反转和断层侧向封堵模式的岩性油气藏为主。从层序角度来看，柴西南古近—新近系二级层序控制了生储盖组合，HST 期（E_3^2、N_1 下部）形成本区最重要的一套烃源岩，TST 期（E_3^1）和 RST 期（N_1 上部、N_2^1）形成两套最主要的储层，HST 期和 TST 期是寻找岩性圈闭的主要目的层段。

第二章　流体动力场特征及演化分析

成藏期地层孔隙特征和流体动力特征对油气成藏起着至关重要的作用，利用现今的孔隙参数和流体动力参数对油气成藏过程研究并不能完全体现这些重要参数在油气成藏关键时刻的控制作用。研究油气成藏过程，就是要把油气置于成藏时刻来研究影响其成藏的孔隙及流体动力条件。

第一节　流体动力特征对比分析

没有动力就没有成藏。盆地流体动力过低，分散的液态有机质（烃类）就无法聚集成为具有工业价值的油气藏；相反若盆地流体动力过强，即便是形成油气藏后，也可以使这些油气藏遭受破坏，甚至使其油气散失殆尽。因此只有适中的流体动力才能促使油气聚集成藏，并且保存下来。

盆地流体动力有两种基本的表现形式，其一是盆地地温场，其二是盆地压力场，前者反映盆地的热状态和热动力特征，后者体现地下流体的水动力特征。近年来人们认识到地温场与压力场的相互关系（刘震等，1997），提出了盆地热动力与水动力耦合的思路。刘震等 1996 年提出“沉积盆地地温—地压系统”概念，希望用地温—地压系统概念来表达盆地的流体动力特征。另外，流体势可以定量表征地下流体的能量，故也是一种常用的流体动力表达方式。

实际上，沉积盆地一般具有两个或两个以上的温—压系统，通常包括一个浅层温—压系统和至少一个深层温—压系统。在每一个温—压系统中，地温与地压保持直线关系，但在不同的温—压系统中，地温—地层压力直线的斜率不同。实际地下地温—地压关系表现为不同斜率的直线构成的折线模式。

据初步统计，发现沉积盆地一般存在两类温—压系统折线模式：一类是高压型温—压模式，其浅层的地层压力为静水压力，深层地层压力为异常高压；另一类是低压型温—压模式，其浅层的地层压力为静水压力，深层地层压力为异常低压（即负压）。前者对应的两个温—压系统构成高压型复式温—压系统，后者对应的两个温—压系统构成低压型复式温—压系统。不同类型的温—压系统具有不同的流体垂向运移特征。

我国东部断陷盆地均发育有不同程度的异常压力，其中又以异常高压占绝大多数。柴西南区主成藏期也发育有异常高压。异常压力的存在对油气的成藏起了关键性的作用。

一、断陷盆地流体动力特征分析

东部断陷盆地异常压力发育，其中济阳等坳陷发育异常高压，二连盆地异常高压、异常低压和常压均有发育。就温—压系统而言，东营凹陷和沾化凹陷属于高压型复式温—压系统，惠民凹陷为低压型复式温—压系统，二连盆地则为单一型温—压系统。以下以东营凹陷为例说明断陷盆地复式温—压系统特征。

（一）断陷盆地温—压系统特征

在东营凹陷，地温—地压系统表现为高压型复式温—压系统（图 2 - 1）：其浅部为静压型温—压系统，深部为超压型温—压系统，两个系统的界限十分清楚，温—压直线的斜率差别较

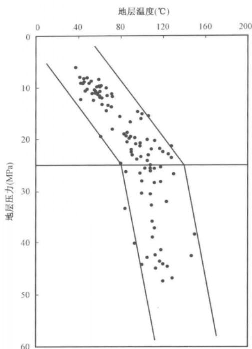


图 2-1　东营凹陷地层温度—压力交会图

大，分界大约在 2200m 深度，从温—压交会图上可以看出，深部温—压关系斜率更大（直线更陡），说明东营凹陷超压现象十分强烈。

1. 东营组温—压系统平面分区

东营组温压系统平面分布非常简单而规律，全部呈东西向展布。南坡广大地区为高温常压区，中部属常温常压区，北坡为低温常压区。

2. 沙一段温—压系统平面分区

沙一段温压系统分区基本上仍呈东西向展布，南坡仍为高温常压区，只是分布面积较东营组小，中部为常温常压区，仅被利 10 井—梁 10 井—史 10 井—河 15 井所围限的区域为常温低压区，北坡西部至陈南断层所围限的区域为低温常压区。

3. 沙二段温—压系统平面分区

沙二段北坡基本上属于低温常压系统，整个博兴洼陷和利津洼陷南部部分地区属高温常压区，中央隆起区和南坡东段全为常温常压环境，仅在高青凸起和滨县凸起南部零星出现常温低压小区块。

4. 沙三段温—压系统平面分区

沙三上亚段的常温常压区的分布范围和沙二段基本相当，其他地区的温压分布比较复杂。博兴洼陷主要为高温常压区，仅樊 2 井东侧有一小范围高温高压系统存在。滨县凸起南部单 16 井—滨 10 井以西为常温低压区，民丰洼陷西部有一小范围低温常压区，利津洼陷西北部和民丰洼陷东北部属常温高压区，利津洼陷东北部属高温高压区（图 2-2）。

沙三中亚段中西部广大地区基本上为常温常压系统占主导，其间零星分布有常温低压区、常温高压区、高温常压区、低温高压区和常温低压区。南坡八面河地区为一窄条状北东东向展布的高温常压区。利津洼陷西部主要为常温高压区，民丰洼陷由低温常压系统主导，在利津和民丰洼陷接合处为低温高压环境。

沙三下亚段南坡基本上由低温高压系统覆盖，中央隆起区属常温高压环境，凹陷中部乔庄周围地区以及凹陷东部为常温常压环境，凹陷西部主要为高温低压，但也有高温常压和常温低压存在。北坡利津洼陷北部和东部温压系统比较复杂，有高温高压环境、常温高压环境和低温高压环境，民丰洼陷东北部属低温常压系统。

（二）断陷盆地流体势及演化特征

1. 今流体势与油气藏分布关系

沙二段油气藏基本上都是构造类油气藏，其面貌可以作为浅部沙二段—东营组内油气藏的代表。沙二段内油气藏明显的集中在现今相对油势的相对低势区：胜坨、利津、滨南、高青、王家岗、永安镇油气藏等均位于相对高油势区的外环上；东辛、现河庄、史南、纯化和平南等油

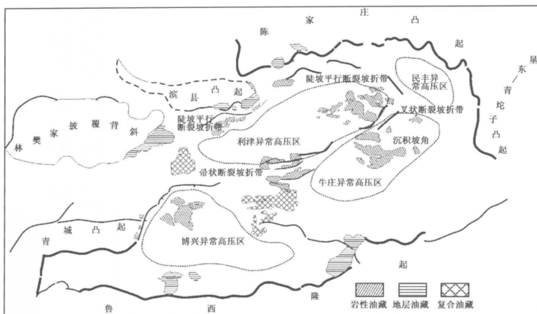


图2-2　东营凹陷沙三上亚段异常高压带分布图

气藏则位于相对高油势区的边缘地带；一些小型地层型油藏（如金家）发育在更高部位的相对油势低值带上。

沙三段除了八面河等构造油藏和高青、尚店、单家寺地层油藏外，主要发育岩性油藏。沙三段的构造油藏和地层油藏明显发育在现今最低的相对油势地区，基本上是现今的构造翘起部位；可是沙三段的岩性油藏却很复杂：有些岩性油藏位于相对油势高值区的边缘，如东辛、牛庄、永安镇、现河庄等油藏，而有些基本上就发育在相对油势高值区块内，如梁家楼（构造—岩性复合油藏）和樊家油藏。

2. *成藏期古流体势与油气藏分布关系*

东营凹陷古近系油气开始成藏的时间基本上可以定在东营组沉积末期。该期的古流体势场应对当时的古流体运移产生直接的作用。现今的油气藏基本上都位于当时的古相对油势低值带上，明显受到相对油势的控制。但是东营期末的古相对油势的水平梯度明显低于今相对油势的水平梯度。

总的看来现今的构造和地层油藏都位于当时的相对油势低值区；同时，岩性油藏也基本上发育在古相对油势高值圈边缘附近，如东辛、牛庄、现河庄、梁家楼和樊家等岩性油藏，显然它们的分布受到了古流体势场的影响。这与今流体势存在明显的差异。

3. *流体势演化与成藏过程的关系*

东营凹陷古近系油气成藏经历了原始成藏、构造破坏和后期成藏三个阶段。

在原始成藏期（即东营末期），深部沙四上亚段和沙三段生油岩排出的油气直接进入沙四段和沙三段砂岩体内：（1）在互不连通的砂岩透镜体内首先形成原生岩性油藏，它们受古相对油势的影响，主要分布在高势区的边缘；（2）当某些砂岩体与断层相连时，由于该时期各主要断层均在活动，可能使初次运移进入砂岩体的油气通过断层进入附近的断层圈闭，形成深部构

造油藏。另外,在原始成藏期,沙四段和沙三段内储层中的油气通过断层和不整合面,可以运移到浅部沙二段—东营组内各层的构造圈闭和地层圈闭内,形成相应的构造油气藏和地层油气藏,它们都受当时古流体势控制,分布在相对低势区上。

到了构造破坏期(即东营末期—馆陶期沉积前),深浅层油藏变化有所不同:(1)深部沙四段—沙三段互石油连通的原生砂岩体油藏不会受到破坏,发育位置也不会改变。但深部的构造油气藏可能随着向上的油气运移而减少;(2)浅部沙二段—东营组的构造和地层油气藏遭受一定的破坏(逸散掉)或改造(原来的油气向上逸散,同时沙四段—沙三段的深层油气重新向上聚集),油气藏的位置无大的变化。

进入后期成藏阶段(馆陶期至今)后,不整合面被埋藏,油气不再大量散失,主要表现为聚集:(1)深部沙四段—沙三段原生砂岩体油藏仍发育在原地,但这时因埋深增大,出现深部超压。虽然相对油势明显增高,可砂体中的油气受到封闭不再发生运移,即流体势不会再影响岩性油藏的分布,岩性油藏可以发育在现今的相对低势区,也可以发育在现今的相对高势区。然而这时因大多数断层仍在活动(一直到明化镇组沉积早期),深部沙四段—沙三段构造油气藏内油气在高压作用下可能完全垂直运移到浅部的沙二段—东营组构造的油气藏内,这一观点能够解释为什么现今在凹陷的中北部地区,深层沙四段—沙三段无构造油气藏,但浅层沙二段—东营组却富集大型构造油气藏;(2)浅层沙二段—东营组除了接收到沙四段—沙三段构造油气藏中的上浮油气,还会因沙四上亚段和沙三段烃源岩继续生烃而获得新的油气。这些油气在流体势的作用下,不断向低势区运移,最终聚集在现今的相对低势区内。

二、柴西南区流体动力特征分析

柴西地区主成藏期(下油砂山组沉积末期)发育超压型复式温压系统,2600m ± 以上为一静压型温压系统,地层压力接近静水压力,温度压力成斜率相对较小直线型关系;2600m ± 以下为高压型温压系统,地层压力出现明显超压现象,温度压力成相对较高斜率的直线关系。但深浅两套系统温压直线斜率的差异并不大,说明此时上、下两套系统能量相差不大,流体垂向运移的强度亦不高(图 2 - 3)。

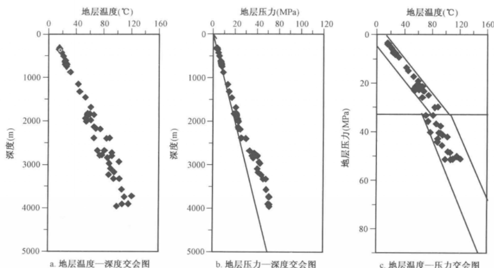


图 2 - 3 下油砂山组沉积末期地层温压系统剖面特征

（1）下干柴沟组下段。中新世中期下干柴沟组下段处于下部高压型温压系统内，高压区主要位于研究区东北部和东南角，与此时期的沉积中心基本吻合，压力系数总体特征是东高西低。地温异常的变化则是北低南高，这种分布特点与此时期阿尔金山的抬升关系很大。该段除低温低压区外其他8种类型（即高温高压区、常温高压区、低温高压区、高温常压区、常温常压区、低温常压区、高温低压区和常温低压区）都有不同程度的发育，高能量状态的高温高压区分布局限，只位于跃东南面和油砂山北面两狭窄地带。油气藏多分布在相对低能的分区内：高温常压、常温低压和低温常压（图2－4）。在流体势平面分布图上，下干柴沟组下段油藏多分布在势梯度较高（等势线较密集）的过渡地带及低势区内。

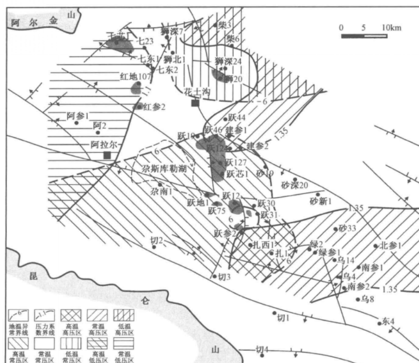


图2－4　下油砂山组沉积末期下干柴沟组下段地层温压系统平面分区图

（2）上干柴沟组。下油砂山组沉积末期上干柴沟组压力系数在平面上东高西低分布状况更加明显：高值区主要分布在狮子沟、花土沟、油砂山、尕斯库勒和乌南一线以东；而七个泉、红柳泉、跃进二号一带为常压区；这一带以西为低压区。地温异常高温区和低温区分布都收缩了许多，低温区位于狮子沟及其东北部，高温区主要位于尕斯库勒南部。上干柴沟组总体上以常温常压和常温高压区为主。常温常压区分布在狮子沟西部、尕斯库勒北部、跃东一线以西，七个泉、红柳泉、阿拉尔一线以东地区；常温高压区分布在咸水泉、狮子沟、油砂山乌南一带状区域内，尖顶山地区也为常温高压区；常温低压区主要分布在七个泉、红柳泉、阿拉尔一线以西。此时期开始形成的 N_1 油藏中七个泉、跃进二号跃东位于能量较低的常温常压区内，红柳泉位于能量最低的常温低压区内；而跃进一号南部位于高温高压区（图2－5）。油势的分布总体上呈东高西低的趋势，在狮子沟、油砂山、跃进一号、跃进二号、乌南一带呈南北高中间低的特征，这一线向西流体势逐渐降低。N_1 油藏多分布相对低势区内，油砂山跃进一号处于高值区与低值区的过渡地带上。

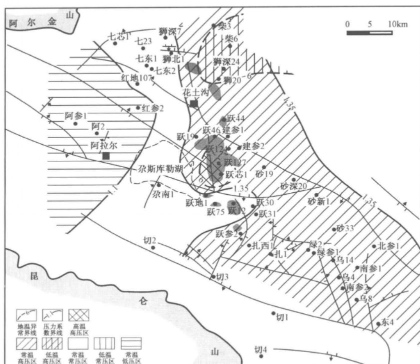


图 2-5　下油砂山组沉积末期上干柴沟组地层温压系统平面分区图

第二节　地层孔隙度及其演化特征分析

岩石孔隙度函数的求取是恢复古埋深、古地层压力、古流体势的基础。因此,对地层古孔隙度的求取显得尤为重要。过去人们在对地层厚度进行压实恢复时,总是假设地层的骨架厚度在压实过程中保持不变。而采用的孔隙度值,又多是对孔隙度的演化采用针对某个地区拟合出孔隙度随深度的变化趋势,并没有考虑时间对于孔隙度演化的作用。实际上,许多例子已经表明时间同样是影响孔隙度的一个重要因素。例如,塔里木盆地的油气藏大部分埋深超过4000m,最深可达6000m,但砂岩胶结不太致密,孔隙发育,最大孔隙度可达25%以上,这就与其埋藏时间短有关。地质学家早就注意到这样一种现象:同一地区相同埋深的不同时代的地层,年龄越老的地层其孔隙度值越小。由此看来,时间对孔隙度的影响不可忽视。刘震等(1997)指出,地下岩石孔隙度可能是岩石埋藏历史对经历时间的积分。虽然时间影响孔隙度演化的作用机理十分复杂,但是却可以从实际资料拟合出孔隙度随时间变化的趋势,结合孔隙度随深度变化的关系,就可以得出一个更加精确的孔隙度随时间深度变化的孔隙度演化函数关系式。

在古孔隙恢复的过程中,次生孔隙大小的定量表述是个不可回避的环节。要对次生孔隙进行定量分析,就要从现今的次生孔隙带特征出发总结其演化特征。在掌握了次生孔隙演化规律的基础上对现有次生孔隙进行古次生孔隙的恢复。对次生孔隙的研究一直是储层沉积学领域的研究热点,众多的学者对次生孔隙的成因和保存等多方面进行了深入研究

（沃尔特·施密特，1982；寿建峰等，1998；陈丽华等，1999），但目前对其定量研究并不深入。基于此，本节尝试在柴达木盆地西部地区建立孔隙度受时间和深度两个因素控制的演化模型，并完善次生孔隙在模型中的定量标定，总结柴西南区古近系主力储层的演化模式。

一、柴西南区古近系储层特征

下干柴沟组下段（E_3^1）为柴西南区古近系主力储层，本段自上而下可分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ四个砂层组。储层岩性以长石岩屑砂岩、岩屑长石砂岩为主，部分为长石砂岩、岩屑石英砂岩。从碎屑颗粒总量，颗粒分选性、磨圆度特征，以及石英、长石、岩屑的相对含量可知，岩石的成分成熟度和结构成熟度都具中等—低的特点。

下干柴沟组下段储层主要岩性是以次生溶蚀孔隙为主的细砂岩—粉砂岩，一般累计厚度多在100m左右，为三角洲前缘砂体。柴西南区下干柴沟组下段储层埋深大，成岩溶蚀作用强烈，形成大量次生孔隙，物性较好，孔隙度一般大于10%，多数在10%～25%，渗透率较大，一般在10～50mD。

（一）储层岩石类型特征

研究区内下干柴沟组下段（E_3^1层段）受物源区、构造背景和沉积环境的影响，岩石类型很丰富，包括砾岩、含砾砂岩、中—粗砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩、钙质粉—细砂岩和粉砂质泥岩、泥岩、钙质泥岩等，颜色为棕色、棕褐色、棕红色、褐色、褐红色以及棕灰色、褐灰色、灰色、深灰色等。其中储层岩性主要为泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩、含砾中—粗砂岩，以及部分砂质砾岩。

砂岩在本区发育，包括粗砂岩、中砂岩和细砂岩，并以细砂岩为主。颜色以棕褐色、褐红色、棕灰色、灰色为主。砂岩多为中厚层，发育交错层理、沙纹层理、生物钻孔和生物扰动构造等。颗粒分选性中等—差，碎屑颗粒一般呈次圆状—次棱角状，磨圆程度中等—差；总体来看，结构成熟度中等—差。岩石碎屑成分以石英矿物为主，占30.7%～68.6%，平均为57.5%；长石约占14.8%～26.6%，平均为20.7%；岩屑约占14.3%～38.3%，平均为21.8%，由沉积岩岩屑、变质岩岩屑和火成岩岩屑组成，且以变质岩岩屑为主。经在三角图上投点可知，本区砂岩以长石岩屑砂岩、岩屑长石砂岩为主，含少量长石砂岩、岩屑砂岩、岩屑石英砂岩。砂岩矿物成熟度指数Q/（F+R）为0.4～2.3，平均1.5（表2－1），说明矿物成分成熟度中等—低。颗粒之间填隙物为泥质杂基和方解石、石膏胶结物等。

表2－1　红柳泉油田E_3^1岩石碎屑特征统计表

井号	砂组	薄片数	石英（%）		长石（%）		岩屑（%）		Q/（F+R）
			范围值	平均值	范围值	平均值	范围值	平均值	平均值
Hc2	Ⅳ	2	56.4～61.8	59.1	25.2～28	26.6	13～15.6	14.3	1.5
	Ⅲ	6	54.5～67.8	61.5	21.6～26.7	23.1	9.7～25.4	15.4	1.6
H13	Ⅱ	2	57.3～62.8	60.1	25.4～25.7	25.6	11.7～17	14.4	1.5
H17	Ⅱ	4	49.7～60.9	57.4	14～20.4	16.9	21.4～29.9	25.6	1.4
H24	Ⅱ	2	59.2～59.4	59.31	17.2～19	18.1	21.6～23.6	22.6	1.5
	Ⅲ	2	64.4～70.2	67.3	13.7～15.8	14.8	16.1～19.8	17.9	2.1
H110	Ⅱ	17	19.4～34.4	30.7	25.7～31.1	31.1	28.6～48.6	38.3	0.4

续表

井号	砂组	薄片数	石英(%)		长石(%)		岩屑(%)		Q/(F+R)
			范围值	平均值	范围值	平均值	范围值	平均值	平均值
H18	Ⅲ	2	59.5~64.4	62.0	17.7~18.4	18.0	17.9~22.1	20.0	1.6
	Ⅳ	2	52.7~58.5	55.6	16.2~20.5	18.4	21~31	26.0	1.3
H19	Ⅲ	4	43.9~60.1	55.2	19~27.8	22.3	19.8~28.2	22.5	1.3
	Ⅳ	10	52.4~61.8	57.1	14.3~23	19.7	16.5~27.2	23.2	1.3
H20	Ⅰ	5	8.5~76.3	55.2	11.6~18.6	14.4	11.2~34.2	30.4	1.8
	Ⅱ	13	45.5~77	57.0	9.8~25.7	20.0	13.2~34	23.0	1.5
	Ⅲ	17	48.4~64.9	58.5	16.2~25.7	19.1	14.8~32.6	22.4	1.5
	Ⅳ	17	4.3~64.1	49.5	10.8~94.9	22.5	20.2~54.2	28.0	1.1
H22	Ⅱ	2	49.8~73.8	61.8	14.8~28.6	21.7	11.5~21.6	16.5	1.9
H27	Ⅱ	39	56.7~79.6	68.6	9.5~23.9	16.6	10.3~19.4	14.7	2.3
	Ⅲ	29	50.7~74.3	59.2	14.7~29	24.0	3.7~20.8	16.8	1.5
平均				57.5		20.7		21.8	1.5

粉砂岩在本区发育，多呈棕褐色、褐色、褐灰色、棕灰色、灰色，中薄层状，发育小型槽状交错层理、楔状交错层理、沙纹层理、脉状层理、波状层理、水平波状层理、水平纹理、生物钻孔和生物扰动构造等。粉砂颗粒成分主要是石英，次为长石，分选性和磨圆度均较差，成分成熟度中等—较好，结构成熟度中等—差。填隙物为泥质杂基和(或)方解石胶结物，当其含量超过25%时，便过渡为泥质粉砂岩或钙质粉砂岩。粉砂岩多为分流河道上部水动力能量减小时的沉积，以及发洪水期间洪水溢出河道时的悬浮沉积。

根据薄片鉴定成果，利用石英、长石、岩屑的相对含量，采用目前比较流行的福克的砂岩分类方案，在三角图上投点(图2-6)，可以看出该区块研究层段岩石类型基本上为长石岩屑砂岩、岩屑长石砂岩，另有少量的长石砂岩和岩屑砂岩。岩类划分结果与碎屑沉积物搬运不远、成分成熟度和结构成熟度中等—差的结论相一致。同时在图中还可以看出，从第Ⅳ油组向上到第Ⅰ油组，岩石当中稳定矿物石英的含量呈增加趋势，这与E_3^1层段整个是一个湖进的沉积背景、沉积相从辫状河三角洲平原过渡到曲流河三角洲平原再到滨浅湖相的演变、以及碎屑沉积物搬运距离的增加是相一致的。

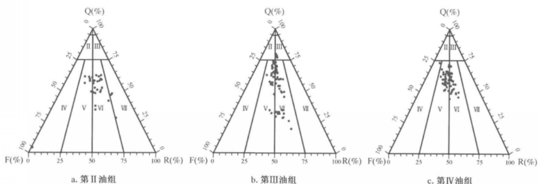


图2-6 柴西南红柳泉地区E_3^1层段砂岩类型分类图

(二)储层岩石学特征

通过对红13、红14、红17、红19、红20、红21、红24、红28、红地107、红110、红112、红113、红114等13口取心井的岩心进行精细描述及薄片鉴定资料的统计分析可知，E_3^1层段岩性种类较多，从砾岩到泥岩发育齐全，但是只有泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩、含砾中—粗砂岩，以及部分砂质砾岩可以作为储层。从岩性在垂向剖面上的分布来看，Ⅳ砂组较粗，多为中—粗砂岩、含砾中—粗砂岩、砂质砾岩、细砾岩等；而Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ砂组岩性相对较细，以泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩为主；粉砂质泥岩、泥岩在整个剖面上均广泛分布。本区储层岩性以长石岩屑砂岩、岩屑长石砂岩为主，部分为长石砂岩、岩屑石英砂岩。从碎屑颗粒总量，颗粒分选性、磨圆度特征，以及石英、长石、岩屑的相对含量可知，岩石的成分成熟度和结构成熟度都具中等—低的特点。

1. 主要碎屑成分特征

柴西南区古近系储层碎屑成分主要包括石英、长石、岩屑、云母及重矿物。

1)石英

石英以单晶石英为主，见有多晶石英。含量变化较大，一般为30.7%～68.6%，最高68.6%，平均57.5%，一般来说在粉砂岩中，石英含量相对较高，而粗、中、细砂岩中相对较低。在前面的物源分析中已经指出，石英的含量在平面上呈北西—南东向、西—东向增加的趋势。垂向上从Ⅳ砂组向上到Ⅰ砂组，其含量也呈增加的趋势。显微镜及扫描电镜下石英表面较干净，分选性、磨圆度中等—较差，呈次圆状、次棱角状、棱角状，无解理，正低突起，一级灰至一级黄白干涉色，普遍发育波状消光。石英次生加大不是很普遍，常见边缘被黏土矿物、硬石膏、方解石、铁方解石等自生矿物交代和蚕蚀。石英颗粒的来源较为广泛，部分石英颗粒具有裂纹，表明是变质岩来源；磨圆较好的石英颗粒见有二轮回磨蚀边，是再旋回石英的证据；来自喷出岩的石英颗粒表面光洁，具有尖棱角状外形，并见到颗粒的港湾状溶蚀边缘。

2)长石

本地区长石含量介于14.8%～26.6%之间，平均为20.7%。长石类型主要为钾长石(碱性长石)，而斜长石居次要地位。长石种类有正长石、微斜长石、条纹长石、斜长石等，一般具柱状、板状晶形。有的长石表面干净，格子状双晶、聚片双晶清晰可见。有的长石由于绢云母化、高岭石化或伊利石化，表面较暗，部分碳酸盐化。显微镜及扫描电镜下见少量长石具次生加大边，长石边缘、内部被方解石、石膏、黏土矿物交代，形成交代蚕蚀，甚至交代假象结构。亦见到长石内部沿解理缝、双晶缝溶蚀、淋滤的现象，形成长石晶内溶孔。阴极发光下长石呈亮蓝色发光。长石作为指示沉积条件的标志性矿物在区内碎屑岩中大量存在，且大部分长石表面干净，表明沉积物是近物源搬运的产物。

本区砂岩中岩屑含量约占14.3%～38.3%，平均21.8%。在前面的物源分析中已经指出，岩屑的含量在平面上呈北西—南东向、西—东向减少的趋势。垂向上从Ⅳ砂组向上到Ⅰ砂组，其含量也呈减少的趋势。镜下观察岩屑类型多样，由沉积岩岩屑、变质岩岩屑和火成岩岩屑组成。以变质岩岩屑为主，主要类型有千枚岩、板岩、片岩、片麻岩、变质石英岩，沉积岩岩屑常见硅质岩、泥质岩、石灰岩等，还有花岗岩以及一些喷出岩和凝灰岩岩屑。有些塑性的盆内成因的泥质岩屑压实后嵌入孔隙中形成假杂基。

另外，碎屑组分中还有少量的白云母，含量小于1%。镜下呈长条状，一组平行解理发育，干涉色多为二级蓝，边缘有时水化干涉色降低呈一级灰，常在压实作用下弯曲变形。

2. 填隙物成分特征

柴西南区古近系储层填隙物主要包括杂基和胶结物，如表 2－2 所示。

1）杂基

杂基是指随碎屑颗粒一同沉积下来的机械成因的泥质、泥级粉砂等，充填于碎屑颗粒之间，它的含量和性质可以反映搬运介质的流动特征，反映碎屑组分的分选性，因而也是碎屑岩结构成熟度的重要标志。本区 E_3^1 储层岩石中杂基含量普遍较高（表 2－2），但含量变化较大，一般为 2%～13.7%，平均为 6.6%，在粉砂岩中有时高达 20%～31%，分布广。从薄片鉴定中可以看出，分流河道沉积的分选较好—中等的中—细砂岩中杂基含量明显低于天然堤、决口扇沉积的分选差的粉砂岩中的杂基含量，前者一般小于 10%，而后者在 10% 以上，这表明杂基含量一般随砂岩粒度减小而增加；洪水期沉积的含砾砂岩、泥质细—粉砂岩中，杂基含量较高，可向杂砂岩过渡。杂基成分有高岭石黏土、铁泥质、钙泥质及小于 0.03mm 的细粉砂，杂基类型均为正杂基。在显微镜下，杂基普遍较脏，局部重结晶成清晰可见的晶粒，有时可见杂基交代石英、长石等碎屑颗粒。

2）胶结物

E_3^1 储层岩石中胶结物含量较高（表 2－2），介于 18.5%～40.1% 之间，平均为 30.2%。胶结物成分主要有碳酸盐矿物（方解石、白云石、铁方解石、铁白云石、菱铁矿）、硬石膏、石膏、自生石英、自生黏土矿物，以及少量沸石类矿物。其中以硬石膏、石膏和方解石为主，它们多为连晶胶结；石英、长石胶结物以次生加大胶结为主。胶结物是化学成因物质，它的结构与化学岩的结构类似，其特点由晶粒大小、晶体生长方式及重结晶程度等决定。本区储层岩石中由于杂基含量相对胶结物来说偏少，因而胶结物对储层物性影响更为重要。

（1）碳酸盐胶结物。

碳酸盐胶结物在岩石中分布十分广泛，但含量变化较大，含量较低时，呈星散状孔隙式填充或斑块状连晶分布，含量较高时，则形成大片连晶胶结，使岩石变得十分致密。E_3^1 储层中碳酸盐胶结物以方解石为主，白云石为次，含少量铁方解石和铁白云石。

方解石和铁方解石：方解石含量介于 0.8%～12.8% 之间，平均为 3.8%，最高可达 16.5%（表 2－2）。在薄片中以微—细晶、嵌—连晶分布于粒间，呈胶结物形式或交代碎屑矿物。进入晚成岩期，形成少量含铁方解石，常交代并包围早期方解石。见早期的方解石发生溶蚀作用，形成少量粒间胶结物溶孔。从薄片鉴定结果可以看出，方解石胶结物含量较高的井段大都以粒度较粗的分流河道砂岩为主，与此相对应的是杂基含量相对较少。这是因为分流河道砂岩分选性较好，具有好的渗透性，孔隙水易于流动，同时也说明黏土矿物对方解石的胶结具有抑制作用。而天然堤、决口扇、泛滥平原砂岩由于沉积物较细，岩性以粉砂岩为主，其黏土矿物含量也较高，方解石胶结物相对不发育。

白云石和铁白云石：白云石含量较低且分布不广泛，一般不超过 3%（表 2－2），在岩石中零星分布。见方解石交代白云石，故白云石形成早于方解石，以后又发生去白云化，被方解石交代。

（2）硬石膏、石膏胶结物。

硬石膏、石膏胶结物在岩石中分布十分广泛，但含量变化也较大，分布不均匀，从 0.5%～32.5% 不等，平均为 16.1%（表 2－2）。含量较低时，呈星散状孔隙式填充或斑块状连晶分布，含量较高时，则形成大片连晶胶结，使岩石变得十分致密。从薄片鉴定结果可以看出，在相对

较粗的细—粗粉砂岩中硬石膏、石膏胶结物含量较高，而较细的细粉砂岩、泥质粉砂岩中含量较低，甚至不发育。除作为粒间胶结物外，还广泛交代碎屑组分，如交代碎屑长石、岩屑，呈交代蚕蚀和交代假象结构。

表 2-2　红柳泉地区 E_3^1 岩石填隙物特征统计表

井号	砂组	样品数	平均总百分比（%）	方解石（%）		白云石（%）		硅质（%）		高岭石（%）		铁方解石（%）		石膏（%）		硬石膏（%）		杂基（%）	
				范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
H19	Ⅲ	4	24.2	0.8~0.8	0.8	0.9~0.9	0.9									22~22	22	4.1~18.5	8.4
	Ⅳ	11	29.7	0.3~5.8	2.7							2.3~5.8	4.1			2.1~30.8	17.5	4.5~16.4	10.4
H17	Ⅱ	4	18.5	1~2	1.5	0.6~1	0.8					3~3	3			0.5~6	3.25		
H22	Ⅱ	8	40.1	1.5~5	3.3	1.8~2	1.9					2.5~2.5	2.5			25~26.6	25.8	1.8~6.5	4.2
HC2	Ⅲ	7	25.8	4.5~5.9	5.2	2.9~2.9	2.9									1.4~19.2	9.3		
	Ⅳ	4	31.1	9.1~16.5	12.8									1.6~2.2	1.9	10.5~12.1	11.3		
H24	Ⅱ	2	35.9	2.8~3.9	3.4	3.4~8	5.7									20.1~21.6	20.85	2~2	2
	Ⅲ	2	27.9	5.7~6.1	5.9	3~4.9	4.0					1.6~5.5	3.6			9.1~10	9.55	1.6~2.4	2
H20	Ⅰ	8	23.2	2~3	2.3	1~2	1.6									2~15.5	7.5		
	Ⅱ	15	29.5	0.6~3.6	2.8	0.5~3.5	2.5	1~1	1.0	5~9.5	7.25	0.5~4.7	3.1			0.5~28	19	2~10.9	5
	Ⅲ	27	37.1	0.5~7.3	3.1	0.4~4	1.6					0.2~4.2	1.8			4~32.3	22.7	1~29.2	6.9
	Ⅳ	27	39.5	0.3~8.3	3.6	0.5~6.6	2.1	0.5~0.5	0.5			0.2~2.6	1.7			1.6~32.5	24.5	3.5~30.6	13.7
平均			30.2		3.8		2.4		1.0		7.3		2.8		1.9		16.1		6.6

（3）黏土胶结物。

黏土胶结物是直接从孔隙水中化学沉淀或碎屑组分与地层水反应而形成的起胶结作用的黏土矿物。由于颗粒细小，一般在偏光显微镜下难以确定种类和含量，但通过 X 射线衍射分析及扫描电镜分析，则能确定自生黏土矿物种类以及相对含量。本区 E_3^1 储层中主要自生黏土矿物类型有伊利石、伊/蒙混层、绿泥石、高岭石等。其中伊利石为 E_3^1 储层中主要的自生黏土矿物类型，相对含量一般为 60% ~80%，由于埋深大于 2600m，进入晚成岩期

A 亚期，蒙皂石迅速向伊利石转化，使伊利石相对含量增加。绿泥石相对含量为 4% ~ 20%，伊/蒙混层相对含量为 12% ~18%。高岭石少见，仅在个别样品中少量分布。黏土矿物相对含量见表 2－3。

表 2－3　红柳泉油田 E_3^1 储层 X 衍射黏土矿物相对含量统计表（据马力宁，1998）

样品号	井深(m)	岩性	黏土矿物			
			伊/蒙混层(I/S)	伊利石(I)	绿泥石(C)	绿/蒙混层中蒙皂石(%)
H17－1	3653.40	棕红色粉砂岩	17	80	4	20
H17－2	3657.20	灰褐色含油细砂岩	12	67	21	20
H17－3	3662.48	灰色油浸粉砂岩	23	57	20	20
H20－1	3196.19	浅灰色粗砂岩	17	69	14	15
H20－3	3218.15	浅褐色粉砂岩	10	84	6	15
H20－4	3218.25	浅褐色粉砂岩	9	84	7	15
H20－5	3218.90	棕红色含砾细砂岩	15	80	5	15
H20－6	3252.70	浅灰色粉细砂岩	11	74	15	15
H20－7	3275.10	浅棕红色粉砂岩	12	74	10	15
H20－8	3275.55	浅棕红色粉砂岩	9	82	9	15
H20－9	3289.48	棕红色细砂岩	8	79	13	15
H20－10	3298.08	砾质砂岩	21	70	5	20
H20－11	3302.80	砾质砂岩	17	54	22	15
H21－1	3635.00	棕红色粉砂岩	8	84	8	15
H21－2	3645.20	棕红色泥岩	17	80	3	15
H21－3	3685.20	棕红色泥岩	12	83	5	15
H21－4	3694.00	棕红色泥岩	14	73	13	15
H21－5	3701.00	棕红色泥岩	18	71	11	15
H22－1	2511.28	灰白色油斑粉细砂岩	10	72	4	20
H28－1	2902.59	棕红色含砾粉细砂岩	15	64	21	20
H28－2	2906.55	棕红色细砂岩	15	72	12	20
H29－1	2982.92	浅棕红色粉砂岩	19	77	3	20
H29－2	2990.67	棕红色粉砂岩	29	68	2	20
H29－3	2994.80	浅棕红色粉砂岩	13	72	11	30
H101－1	2699.92	灰白色油浸粉细砂岩	20	65	11	20
H102－1	2688.75	棕褐色油浸粉砂岩	19	67	9	15
H102－2	2755.00	棕红色砾岩	25	65	6	15
H104－1	2625.40	棕红色粉砂岩	14	77	5	15
H104－2	2644.58	棕红色细砂岩	20	68	8	20
HD107－1	2810.00	灰白色细砂岩	13	62	18	20

(4)石英胶结物。

石英胶结物在本区砂岩中分布也比较广泛，但含量不高，一般在1%～2%之间，基本上以石英加大边产出，其特点为无痕加大，二者成分相同，而且表现出完全一致的光性特征。显微镜下可见石英颗粒呈线状、齿状接触，扫描电镜下可见石英加大成晶形完整的自形晶。从薄片鉴定结果可以看出，石英胶结物含量较高的样品多出现于分流河道沉积的分选、磨圆较好的细砂岩、粗粉砂岩中。

3. 成分成熟度特征

成分成熟度是指碎屑岩中稳定矿物组分的相对含量，它反映碎屑组分所经历的地质作用的时间及强度，通常用Q/(F+R)值、重矿物ZRT指数来表示。根据薄片鉴定结果(表2-1)，Q/(F+R)值介于0.4～2.3，平均1.5。并且从Ⅳ砂组往上到Ⅰ砂组，成分成熟度指数从1.22、1.52、1.73、1.83呈向上增加的趋势。由此可以看出，红柳泉油田E_3^1油藏储层岩石的成分成熟度指数中等偏低，同时也反映了石英矿物的含量向上增加、长石、岩屑含量的向上减少的特征。

4. 储层岩石结构特征

岩石结构特征是沉积成因分析的主要标志。柴西南区储层岩石粒径一般为0.1～0.25mm，以粉—细粒结构为主，部分中—粗砂结构、含砾粗砂结构、不等粒结构。分选差、中、好都有，以中—差为主，一般细砂岩、中—粗砂岩分选中—好，而粉砂岩、含砾粗砂岩分选差。但磨圆度一般较差，多为棱角状—次棱角状，少部分为次圆状。颗粒间以线接触为主，局部点接触和凹凸接触。

根据薄片鉴定结果可知，本区储层岩石基本上为颗粒支撑，以接触式和孔隙式胶结类型为主，碳酸盐、硬石膏、石膏的连晶胶结形成溶蚀基底式胶结类型。

结构成熟度是指碎屑沉积物接近终极结构特征的程度，目前一般用杂基含量、分选性、磨圆度三项指标来表示结构成熟度的高低。根据上述岩石的结构特征，不难推断出本区岩石结构成熟度属于中等—差，很显然，这种结构特征反映了E_3^1砂岩主要是短距离搬运沉积的产物。

(三)储层孔隙类型

通过普通薄片、铸体薄片和扫描电镜观察及铸体薄片图像分析，研究区E_3^1储层的孔隙类型可分为原生粒间孔隙、次生孔隙和裂缝三类。

1. 原生粒间孔隙

原生孔隙是指沉积后经压实而未被充填保留下来的颗粒与颗粒之间的孔隙。其保存主要受到地层的埋深、碎屑颗粒的成分、黏土杂基的含量以及胶结作用的控制。本区E_3^1储层由于埋深大(普遍在2600m以上)，压实、胶结作用较强，原生粒间孔隙很难得以保存。

2. 次生孔隙

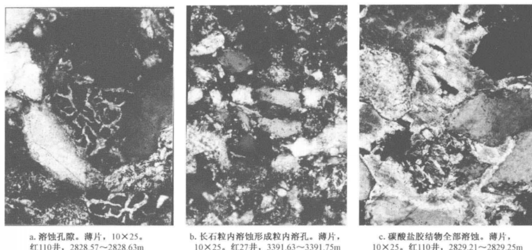
次生孔隙是指成岩作用、成岩后生作用因溶蚀产生的孔隙，主要包括粒间溶孔、粒内溶孔、胶结物内溶孔以及杂基内溶孔。

(1)粒间溶孔。该孔隙类型为本区E_3^1储层最主要的孔隙类型，是由颗粒边缘溶解或粒间胶结物(如方解石)溶解或部分溶解而形成的(图2-7a)。

(2)粒内溶孔。粒内溶孔指在成岩过程中碎屑颗粒内部分溶蚀所形成的孔隙。本区所见

主要为长石晶内溶孔，少量岩屑内溶孔(图2-7b)。

(3)胶结物内溶孔。指碎屑颗粒间的胶结物发生溶蚀所形成的孔隙。本区所见为粒间方解石胶结物溶蚀后形成的孔隙(图2-7c)。



a. 溶蚀孔隙。薄片，10×25。红110井，2828.57～2828.63m　　b. 长石粒内溶蚀形成粒内溶孔。薄片，10×25。红27井，3391.63～3391.75m　　c. 碳酸盐胶结物全部溶蚀。薄片，10×25。红110井，2829.21～2829.25m

图2-7　柴西南红柳泉地区次生孔隙发育特征(据青海油田勘探开发研究院,2006)

(4)杂基内溶孔。本区见粒间黏土杂基溶蚀，形成少量杂基内溶孔，多为微孔隙，孔隙直径一般小于3.0μm。

3. 裂缝和溶蚀裂缝

主要是由于后期的构造运动导致岩石发生破裂而形成的。裂缝一般切割碎屑颗粒及颗粒之间的充填物，其宽度约0.025～0.075mm。有时表现为石英、岩屑等颗粒的不规则破裂，有时表现为长石沿解理方向的破裂。裂缝孔隙后期可受溶蚀改造形成溶蚀裂缝。裂缝在该区不发育。

原生粒间孔隙主要分布在早成岩阶段和晚成岩阶段的早期，到晚成岩阶段原生粒间孔隙急剧减少。次生孔隙形成于早成岩阶段的晚期，在晚成岩阶段早期达到高峰。研究表明，本区E_3^1储层以次生孔隙为主，并且次生孔隙又以粒间溶孔为主，另有少量粒内溶孔、胶结物内溶孔、残余粒间孔、杂基内微孔、晶间孔、溶蚀裂缝和裂缝孔隙。次生孔隙所占比例有自上往下呈增加的趋势。

(四)成岩作用

成岩作用是指在成岩过程中发生的具有独立特点的作用。通过大量的岩石薄片和铸体薄片的镜下鉴定，结合扫描电镜、阴极发光、X衍射等测试结果，发现本区E_3^1碎屑岩储层的成岩变化是十分丰富的。经历了压实、压溶、胶结、交代和溶蚀等一系列成岩作用过程，其中对储层质量影响较大的主控成岩作用主要为压实、胶结和溶解作用。总体说来，压实作用强度较大，胶结作用和溶蚀作用很强。

1. 影响储层发育的主要成岩事件

根据对砂岩孔隙演化和物性变化的不同影响，成岩作用可分为破坏性和建设性两大类，下面分别加以论述。

1)破坏性成岩作用主要类型及特征

破坏性成岩作用主要有压实和压溶作用、胶结作用及交代作用。

(1)压实和压溶作用。

压实、压溶作用是使岩石密度增大、原生孔隙度大幅降低的主要成岩作用。压实作用的强弱主要与岩石埋深、地温及碎屑矿物组分等有关。浅埋藏时以机械压实作用为主,随着埋深加大代之而发育压溶作用,压溶作用也称之为化学压实作用。机械压实作用是指在上覆沉积物和水体静压力或构造变形压力的作用下,发生水分排出,碎屑颗粒紧密排列,软组分挤入孔隙,使孔隙体积缩小,孔隙度降低,渗透性变差的作用。如果颗粒接触部位发生溶解、嵌合则为压溶作用。显微镜下观察本区岩石中机械压实作用强烈,而压溶作用相对较弱。

研究区砂岩中,石英含量相对较低,而抗压实性差的塑性碎屑长石、岩屑等含量相对较高,这在很大程度上导致了极为强烈的压实、压溶作用。主要表现为:① 泥质、云母等塑性碎屑发生弯曲变形,属于较早期的产物;② 云母呈压实膝折状;③ 刚性颗粒的压裂,发生于物理性质十分稳定的石英上,形成不规则裂纹;④ 部分石英颗粒波状不均匀消光;⑤ 长石双晶纹弯曲、断裂、错位,这一作用发生在成岩晚期;⑥ 镜下见塑性的泥质岩屑、浅变质岩屑压实后塑性变形,挤入刚性颗粒之间形成假杂基;⑦ 片状、长条状矿物如长石、云母、变质岩岩屑等呈定向排列,形成定向组构;⑧ 杂基致密;⑨ 碎屑颗粒的重新排列与分布。刚沉积于水体中的沉积物是松散的,随着沉积物埋深的增加和上覆压力的增大,颗粒接触关系由悬浮状态—点接触—线接触—凹凸接触—缝合接触的顺序变化。本区 E_3^1 储层(大部分井的Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ砂组)埋深在 2600 ~ 4000m,镜下主要为点—线接触、线—点接触、线接触。

由于本区 E_3^1 储层泥质杂基和塑性颗粒的含量相对较高,沉积物原始物性差,加之沉积物埋深较大,因此压实作用对 E_3^1 储层本来就发育不好的原始孔隙,起到了较大破坏作用,致使储层的物性进一步变差,孔隙性大大降低。

(2)胶结作用。

胶结作用是物质沉积后因自生矿物在孔隙中的沉淀而导致沉积物固结成岩的作用。胶结作用使碎屑岩储层的孔隙进一步缩小。但是在一定的介质条件下,胶结物也可以再发生溶蚀,则可形成一定数量的次生孔隙。本区 E_3^1 储层胶结作用广泛而强烈,胶结物含量高,是本区主要的成岩作用类型。对储层而言,它是一种极其重要的破坏性成岩作用。胶结物主要为硬石膏、石膏、方解石,而硬石膏在深埋藏环境下不易发生溶解,因此胶结作用是使本区 E_3^1 储层性能变差的另一重要因素。本区 E_3^1 储层中胶结物类型主要有碳酸盐矿物(方解石、铁方解石、白云石、铁白云石)、硬石膏、自生黏土矿物、自生石英,以及少量沸石类矿物。

本区碳酸盐岩胶结物在纵、横向上分布不均,并可在个别地区、局部井段集中出现,其结构多为晶粒结构、嵌晶结构及连晶结构等,多呈斑块状分布,导致了储层的严重的非均质性。从另一方面来看,早期碳酸盐胶结物的存在,使砂岩形成抗压岩体,阻止了压实作用的进一步进行,为后期酸性流体的溶蚀提供了物质基础。并且从薄片鉴定可知,次生溶蚀孔隙主要是溶蚀碳酸盐胶结物,而溶蚀石膏、硬石膏胶结物形成的次生溶孔数量较少。E_3^1 储层中碳酸盐矿物以方解石为主,白云石为次,以及少量铁方解石、铁白云石。其中后两者形成于晚成岩阶段,数量较少;白云石含量也较少。

本区 E_3^1 储层岩石中方解石含量一般为3%～13%，最高达17%，一般不超过10%。方解石胶结物有两种类型：微—细晶方解石、嵌—连晶方解石，以后者为主，分别代表不同时期、不同成岩环境的产物。微—细晶方解石含量较少，多呈它形粒状零星分布于粒间孔隙之中或呈基底式胶结，呈斑块状分布，它对颗粒很少有交代现象或交代微弱，该类方解石形成于同沉积期至成岩早期。嵌—连晶方解石为本区 E_3^1 层段砂岩中普遍发育的碳酸盐胶结物，含量较高，一般为5%～10%，个别可达17%，多呈斑块状，对颗粒交代作用强烈，胶结处颗粒多呈点接触或因强烈交代而呈基底式胶结。此类方解石可交代石膏和石英加大边，说明此类方解石的形成时期晚于石膏和早期石英加大边，推测为晚成岩阶段早期的产物。

本区胶结作用另有硬石膏和石膏胶结、石英胶结以及黏土矿物胶结。相对于碳酸盐胶结作用而言，这些胶结作用对储层影响小，在此不再叙述。

(3)交代作用。

交代作用是指一种矿物被溶解的同时或溶解之后，被从孔隙水中沉淀出来的另一种矿物置换，是一种溶解和沉淀同时发生的矿物转化作用，对储层空间的发育影响不大。本区储层岩石中交代作用类型众多且强烈，且多与胶结物、自生矿物有关。由薄片鉴定可知，研究区 E_3^1 储层岩石中最为发育的交代作用为：方解石交代碎屑，石膏、硬石膏交代碎屑，石膏、硬石膏交代方解石，高岭石黏土正杂基交代石英、长石，绢云母交代长石，黄铁矿交代石英、长石、岩屑等。其中最为发育的是前两种交代作用。

2)建设性成岩作用主要类型及特征

对于 E_3^1 砂岩储层来说，建设性成岩作用主要是指溶蚀作用和破裂作用，其中尤以溶蚀作用最为重要。溶蚀作用是指矿物在成岩过程中，由于成岩环境的变化而发生溶解，从而达到新的物理化学平衡的一种作用。溶蚀作用可以产生大量的次生孔隙，从而形成次生孔隙发育带，是深部储集物性改善的主要因素。溶蚀孔隙的形成，可能与油气进入时酸性成岩流体对碎屑组分、碳酸盐、石膏、硬石膏胶结物的溶解、迁移和重新分配有关，因此，弄清这种碳酸盐、石膏、硬石膏胶结物在深部的溶蚀机理及其在纵横向上的分布规律，对储层的预测和评价尤为重要。

(1)碎屑组分的溶蚀。

在砂岩储层中，溶蚀作用是形成和扩大储集空间的重要成岩作用，被溶蚀的物质主要有不稳定颗粒和填隙物，如长石、变质石英岩岩屑、碳酸盐岩屑等颗粒，碳酸盐胶结物、硬石膏和石膏胶结物以及杂基等。

最常见的是长石碎屑的溶蚀，见长石边缘溶蚀成港湾状。研究区砂岩中长石主要为钾长石，它们有的沿颗粒边缘溶蚀(图2－8a)，有的沿解理缝、双晶缝、裂纹等薄弱部位溶蚀(图2－8b)。随溶蚀作用增强，长石溶蚀呈蜂巢状、残缕状，完全溶蚀后呈铸模孔。偏光显微镜长石的溶蚀形态更为丰富，其边缘呈锯齿状、残骸状，有的形成了溶蚀铸模孔。

岩屑的溶蚀也很强烈，研究区变质石英岩屑、碳酸盐岩屑的溶蚀较普遍，以选择性溶蚀为主，呈不规则蜂窝状，也可完全溶蚀形成铸模孔(图2－8a)。

石英的物理性质和化学性质都很稳定，一般不易发生溶蚀。但在部分薄片中见到了明显的石英溶蚀现象。

(2)碳酸盐、硬石膏、石膏胶结物的溶蚀是 E_3^1 储层形成的主要原因。

斑块状碳酸盐、硬石膏、石膏胶结物的溶蚀现象在研究区砂岩储层中普遍存在，并且十分发育，并成为形成储集空间的主要原因。镜下可以观察到大量的碳酸盐、硬石膏、石膏胶结物

的溶蚀现象，这种溶蚀现象在不同地区、不同井段的溶蚀强度表现不同，有的局部溶蚀、有的大量溶蚀。在此需要说明的是硬石膏的溶蚀问题，前人研究认为研究区岩石中未见硬石膏发生溶解，这是因为硬石膏沉淀温度一般大于 80～100℃，硬石膏的溶解度随温度上升而下降，因此深部(E_3^1 储层埋深大于 2600m)硬石膏不易溶蚀。本次研究经详细的镜下观察发现，硬石膏的溶蚀实际上是硬石膏先水化成石膏，再被溶蚀形成次生溶孔。

根据薄片的显微镜下观察，本文认为碳酸盐胶结物、硬石膏、石膏胶结物对储层的贡献有如下两个方面：① 早期碳酸盐胶结物存在阻止了压实作用的进一步进行，从而使原生孔隙得以最大限度的保存，为酸性成岩流体进入和溶蚀产物的迁移提供了良好的通道；② 在储层内良好的流体运移通道存在的前提下，碳酸盐、硬石膏、石膏胶结物得以顺利溶蚀和迁移，最终形成 E_3^1 砂岩储层。对 E_3^1 砂岩储层影响最大的碳酸盐、硬石膏、石膏胶结物和碎屑颗粒溶蚀的发育可以分为三个阶段：

溶蚀初期阶段：是成岩体系在有机酸生成阶段，伴随烃源岩的排烃或者油气的运移，酸性流体沿(油源)断层、不整合面以及压实后剩余的原生孔隙开始进入储层，储层内的碳酸盐胶结物开始溶蚀迁移。此阶段现今多发育于砂岩分选不好、杂基和胶结物含量高的储层内。酸性流体仅能沿颗粒和胶结物的接触面运移，溶蚀作用也仅能在此区间发育，溶蚀表现为碎屑颗粒和胶结物的微量溶蚀。薄片下表现为与颗粒接触处的胶结物发生微弱溶蚀，干涉色明显降低。有限的运移通道使流体进入和物质迁移不畅，从而使储层溶蚀作用迅速到达溶蚀平衡阶段而终止。该阶段也可以出现于碳酸盐胶结物厚度较大的层段，溶蚀作用发育，但仅能使离流体最近的胶结物发生较完全的溶蚀，早期的溶蚀和异地沉淀，使流体运移上倾方向上的运移通道发生胶结形成溶蚀平衡，从而使溶蚀晚期触及的胶结物发育层段的溶蚀过早终止。

溶蚀加速阶段：在早期溶蚀的基础上，流体的运移空间进一步扩大，溶蚀产物能够有效迁移，处于此阶段的溶蚀层段多见于现今的胶结带附近或者第一阶段发育段附近。溶蚀产物的有效迁移或者流体来源和溶蚀能力增加，使碳酸盐胶结物进一步溶蚀迁移，此时，已能使碎屑颗粒、硬石膏、石膏胶结物发生溶蚀。该阶段可以使碳酸盐胶结物全部溶蚀(图 2－8b)，也可以存在一定量的碳酸盐溶蚀残余(图 2－8c)，而碎屑颗粒的溶蚀作用相对不强，石膏胶结物也发生部分的溶蚀，形成胶结物内溶孔(图 2－8a)。

溶蚀平衡阶段：实际上，溶蚀和胶结是对立统一的，溶蚀和胶结作用是在不同区域同时进行的。由于溶蚀作用的进一步进行，溶蚀产物迁移至胶结带沉淀，当胶结带形成至一定规模足以阻止流体运移时，溶蚀产物不能有效带出，溶蚀带的溶蚀和胶结达成平衡，从而形成了现今的储集面貌。

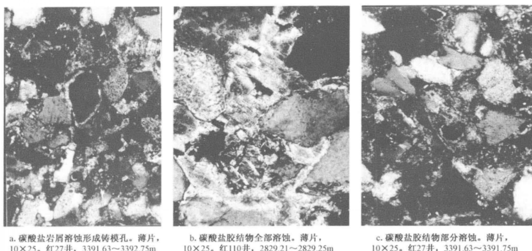
(3)杂基溶蚀。

本区储层中杂基含量较高，主要是泥质、钙泥质及少量细粉砂。镜下观察发现有些薄片中粒间的泥质、钙泥质杂基发生溶解，形成杂基内微小的溶孔。

2. 成岩阶段划分

成岩阶段是指沉积物在沉积之后直到发生变质作用之前，由于温度、压力等因素的变化及其与地层水等流体共同作用而形成的成岩演化期次。不同成岩期次中，所发生的成岩变化、产生的成岩现象及影响次生孔隙的发育程度不同，借此可以判断成岩演化程度与孔隙演化规律。

成岩阶段的划分依据是中国石油天然气集团公司《碎屑岩成岩阶段划分规范(2003)》(SY/T 5477—2003)。根据 E_3^1 储层岩石学特征、构造特征，孔隙类型及组合特点，自生矿物



a. 碳酸盐岩屑溶蚀形成铸模孔。薄片，10×25。红27井，3391.63～3392.75m

b. 碳酸盐胶结物全部溶蚀。薄片，10×25。红110井，2829.21～2829.25m

c. 碳酸盐胶结物部分溶蚀。薄片，10×25。红27井，3391.63～3391.75m

图 2－8　柴西南红柳泉地区次生孔隙发育特征（据青海油田勘探开发研究院，2006）

的分布、演化及形成顺序，黏土矿物类型、分布、组合特点及混层黏土矿物的转化等现有资料综合判断认为红柳泉油田 E_3^1 储层主要处于晚成岩 A 亚期（图 2－9），主要有以下几个特点。

层位	成岩作用阶段		埋深(m)	有机质成熟度	I/S混层中S层(%)	自生矿物														溶解作用					颗粒接触关系	孔隙类型
	期	亚期				蒙皂石S	I/S混层	C/S混层	高岭石K	伊利石I	绿泥石	石英加大	长石加大	方解石	铁方解石	白云石	铁白云石	硬石膏	石盐	石英	长石	岩屑	胶结物	杂基		
E_3^1	中成岩	A_1	2600～3600	低成熟	50—20																				点—线	次生孔隙
		A_2	3600～4000	成熟	<20																				线—面	

图 2－9　柴西南红柳泉地区 E_3^1 储层成岩作用阶段划分（据马力宁，1998）

（1）红柳泉油田 E_3^1 储层目前埋深 2600～4000m，主要处于晚成岩 A 亚期。

（2）颗粒接触关系为点—线接触和线—面接触，以线接触为主，埋深较大，储层表现为中等—强的压实，还保留有少量残余原生粒间孔隙。

(3)随着埋藏深度的加大、压力增大、地温增高以及物理化学条件的变化,层间水的释放及层间阳离子的移出,都会使黏土矿物晶体结构与成分发生变化,而这种变化往往是有规律的。主要表现为:成岩作用越到晚期,伊利石和绿泥石的含量越增加,而高岭石和蒙皂石则相应减少,混层黏土矿物由无序混层转化为有序混层。研究区岩石中自生黏土矿物组合主要为伊利石,其次为绿泥石和伊/蒙混层矿物,而绿/蒙混层及高岭石少见,黏土矿物组合以伊利石—伊/蒙混层—绿泥石组合为特征。由于埋深大于2600m,进入晚成岩A亚期,蒙皂石迅速向伊利石转化,导致伊利石相对含量随深度而增加;绿泥石含量也随深度增加而增加;由于埋深较大,伊/蒙混层大都向伊利石转化,绿/蒙混层向绿泥石转化。这些均显示储层中的黏土矿物已超过无序混层带,进入有序混层带或接近超点阵有序混层带,表明储层已进入晚成岩阶段。

(4)砂岩中自生矿物的生长是孔隙水和矿物反应的产物,因此受孔隙水性质、矿物稳定性和岩石物性的影响,另一方面也会受地层温度和压力等因素的控制。不同的成岩阶段由于地层温度、压力、孔隙水性质不同,形成的自生矿物组合也不相同。E_3^1储层中发育多类型、多期次的自生矿物。石英次生加大多为Ⅰ—Ⅱ级、局部见Ⅲ级,说明岩石已到了成岩阶段的晚期(据马力宁,1998);方解石、硬石膏、石膏等胶结物,晶粒较大,大多数为微—粗晶,多呈连晶状充填于粒间孔中或以交代碎屑颗粒和其他自生矿物的形式产出,说明该胶结物形成于成岩阶段的晚期。

(5)岩石中发生溶蚀作用,形成一定数量的次生孔隙。主要有粒间碳酸盐、硬石膏、石膏胶结物和长石颗粒的溶蚀,其次有粒间杂基、岩屑和石英的溶蚀。

(6)孔隙类型主要为次生溶孔,少量残余粒间孔。

二、岩石孔隙度演化的理论基础

地层孔隙度演化规律不仅是基础地质学研究的基本规律(如地层成岩作用、岩石力学等)之一,也是许多地质应用领域(如埋藏历史分析、古构造恢复和古地层压力预测等)中不可缺少的重要理论依据。

(一)孔隙度演化理论基础

在沉积盆地中,地层孔隙度随埋藏深度的增加总体上呈现出逐渐减小的趋势。Selley(1978)收集整理了许多盆地砂岩和泥岩孔隙度与埋深关系的数据,编制了未变质盆地中地层孔隙度与埋深关系散点交会图,该图清楚表明,不论是砂岩还是泥岩,其孔隙度都是随埋深增加而明显降低,而且发现浅处(约500m以内)地层孔隙度急剧降低,到深处3000m以下孔隙度变化很小。

早在20世纪30年代Athy(1930)就已经指出,在正常压实条件下泥岩孔隙度与埋深之间存在指数关系。现今人们在分析泥岩(甚至砂岩)压实程度时大都运用这个指数关系式来表达碎屑岩孔隙度与埋深的定量关系。显然,碎屑岩地层孔隙度与埋藏深度有密切联系,而且经推断可以知道,地层孔隙度在埋藏成岩过程中的演变存在一定的规律性。

但是,大量证据表明,影响地层孔隙度变化的因素很多,埋深只是其中一个因素。通常认为改变碎屑岩孔隙度的成岩作用包括两大类:一类是降低地层孔隙度的作用,主要是机械压实作用和胶结作用;其次为压溶作用、蚀变作用和重结晶作用;另一类是增加地层孔隙度的作用,主要是溶解作用。即使是在公认为机理最为简单的机械压实作用中,地层孔隙度的变化也不仅仅与埋深有关,还要受到诸如沉积物组分、粒度、分选、早期胶结物的存在与否、地温梯度和

异常高压带等因素的影响。因此，简单的用埋深来表达地层孔隙度是不够准确的。Scherer（1987）指出，埋深不是成岩作用的最好指标，因为成岩作用与时间有关系。通过对全球各盆地共约428个岩心的分析，他认为地下砂岩的孔隙度主要与埋藏时代、最大埋深、碎屑石英含量和分选等参数有关。他指出的孔隙度预测经验公式只适用于胶结程度很低或未胶结、无强烈溶解作用、埋深超过500m年龄超过3Ma、很小或无剪切应力的砂岩孔隙度预测。

实际上早在20世纪80年代初期，人们就已经发现了埋藏时间对地层孔隙度有很重要的影响。Siever（1983）在研究了地层埋藏历史和成岩反应动力学后指出，地下的许多反应可能都是时间和地温历史的函数。Schmoker（1988）继1984年研究碳酸盐岩孔隙度与其热成熟度关系之后，研究了砂岩孔隙度与热成熟度之间的内在联系，他发现砂岩孔隙度与热成熟度之间是幂函数关系。Bloch（1990）研究表明，在岩性相似且是正常压力条件下，砂岩孔隙度是其热历史（用镜质组反射率表示）的函数。刘震等（1997）在研究二连盆地洪浩尔舒特凹陷下白垩统泥岩后指出，泥岩孔隙度与镜质组反射率之间的最佳经验关系可能是幂函数关系。由于地层热成熟度是地温历史和经历地质时间的双重函数，故可以推断，很多人的研究结果都表明了地层孔隙度与埋藏时间有密切关系，只是尚不清楚埋藏时间对孔隙度变化之间的具体控制关系。

刘震等（2007）指出，地下岩石孔隙度可能是岩石埋藏历史对经历时间的积分，古孔隙度与埋藏深度和相应的埋藏时间有关，是一个双元函数，即：

$$\ln\phi(z,t) = Az + Bt + Czt + \ln\phi_0 \qquad (2-1)$$

式中 $\phi(z,t)$——任意时间埋深时的岩石孔隙度；

z——埋深，m；

t——埋藏时间，Ma；

ϕ_0——刚沉积时的地层孔隙度，%；

A、B、C——均为经验系数，可以将机械压实作用以外的其他成岩作用对孔隙度的改变都归结在这3个经验系数上。

本文中古孔隙度的求取采用时间、深度双元函数的形式，计算公式中系数拟合的过程可以分为以下四步：

（1）选取关键井做出砂泥岩压实曲线，利用时间平均方程分别求出砂、泥岩孔隙度，以了解区域性的砂泥岩孔隙度随深度的变化趋势，有效地摒弃由于碳酸盐岩胶结物的影响出现的异常值，并初步了解次生孔隙发育情况。

（2）利用岩心物性数据对时间平均方程所求出的砂、泥岩孔隙度进行校正，校正过程包括两个步骤：第一步对比实验室常规物性分析孔隙度数据和测井解释的孔隙度随深度变化趋势，得到误差随深度的变化函数；第二步将岩心数据归位到测井曲线上，对比同一深度点的岩心实测物性数据和一次校正后的测井计算物性数据，可以得到精确的误差随深度变化函数，利用该函数对测井计算孔隙度进行校正的结果比较可靠。

（3）近似地计算不同深度点上孔隙度所对应的地质年代。

（4）选取深埋地区的中浅部没有发育次生孔隙的地层，按照式（2-1）的形式，拟合出研究区连续沉积地层的砂、泥岩孔隙度与时间和深度之间的函数关系式（2-2）和（2-3）。

$$砂岩:\phi = 30.8554412204e^{-0.0005181727z+0.0178056664t-0.0000114730zt} \qquad (2-2)$$

$$泥岩:\phi = 35.3196740360e^{0.0000252612z-0.0314438282t+0.0000034056zt} \quad (2-3)$$

(二)正常压实趋势下孔隙度求取

在测井曲线中,能够反映孔隙度的测井曲线有中子、密度和声波,而红柳泉地区的测井系列主要是JD581(共有17口井),该系列孔隙度测井曲线只有一条声波曲线。其次是3700和5700系列(有11口井),反映孔隙度的测井曲线有中子、密度和声波三条曲线,但在三孔隙度测井的系列(3700系列和5700系列)中,取心井仅有两口(红110井、红114井),因此,为了对全区进行多井解释,建立孔隙度模型只能利用声波时差曲线,声波测井曲线经过标准化、归一化后与岩心分析孔隙度建立关系。

孔隙度的求取主要是根据时间平均方程,可得声波时差与泥岩孔隙度的关系式:

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \times 100\% \quad (2-4)$$

式中 ϕ——岩石孔隙度,%;

Δt_{ma}——岩石骨架声波时差,μs/m;

Δt_f——孔隙流体声波时差,μs/m;

Δt——实测地层声波时差,μs/m。

根据柴西南区实际,本研究取 $\Delta t_{ma} = 180\mu s/m$,$\Delta t_f = 620\mu s/m$。

根据测井曲线特征识别出纯砂岩和纯泥岩,从测井曲线上读取相应数据,计算出该井各井段深度的纯砂岩和纯泥岩的测井计算孔隙度。优选7口井21个层点的资料,回归出岩心分析孔隙度与声波时差的关系式(图2-10)。其计算公式为:

$$\phi = 0.2234\Delta t - 40.216 \quad (2-5)$$

式中 ϕ——有效孔隙度,%;

Δt——声波时差测井值,μs/m。

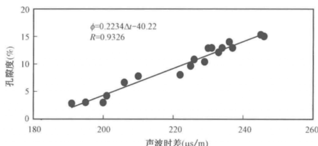


图2-10 红柳泉地区地层声波时差与孔隙度关系图

(三)孔隙度校正

岩心刻度测井计算的孔隙度需要进行岩心归位校正和覆压校正,本文将岩心地面孔隙度校正为原地层孔隙度,然后用覆压校正后的岩心孔隙度对此前的测井计算孔隙度进行检验。

本次收集红柳泉地区3口井(红110井、红112井、红113井)22块岩心 E_3^1 储层覆压孔、渗实验数据。图2-11是孔隙度为10%、13%时在不同净上覆压力下的变化趋势。该区有效上覆压力由下式决定:

$$p_e = p_{GS} - p_f \quad (2-6)$$

$$p_{GS} = H \times \rho/100 \quad (2-7)$$

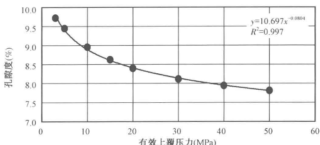
式中 p_e——有效上覆压力,MPa;

p_{GS}——上覆地层压力,MPa;

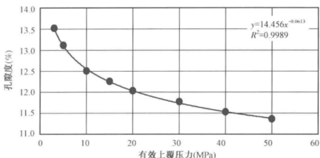
p_f——孔隙流体压力,MPa;

H——上覆岩层厚度,m;

ρ——上覆岩层密度,kg/m^3。



a. 孔隙度为10%时不同静压条件下孔隙度随压力变化关系图



b. 孔隙度为13%时不同静压条件下孔隙度随压力变化关系图

图 2-11　有效上覆压力与孔隙度关系图

红柳泉地区 E_3^1 储层上覆地层密度 ρ 取 2.2kg/m^3,深度取油层段中部 2600m。上覆地层压力为 p_{GS} = 2600 × 2.2/100 = 57.2MPa。p_f 由试油压力系统提供,计算 2600m 流体压力 p_f 为 26.0MPa。有效上覆压力为 p_e = 57.2 - 26.0 = 31.2MPa。整理 p_e 为 30MPa 时孔隙度、渗透率覆压数据见表 2-4。

表 2-4　岩石孔隙度覆压实验数据表(净有效覆盖压力 30MPa)(据青海油田勘探开发研究院,2006)

序号	井号	样品编号	样品深度(m)	地面孔隙度(%)	地面渗透率(mD)	地层孔隙度(%)	地层渗透率(mD)
1	红 110	8	2828.35	9.72	1.934	8.11	0.104
2	红 110	12	2828.70	12.28	1.996	10.84	0.810
3	红 110	13	2828.74	15.09	25.493	13.83	21.625
4	红 110	27	2829.22	16.53	40.312	15.01	36.559
5	红 110	42	2829.99	9.62	14.085	8.28	10.685

续表

序号	井号	样品编号	样品深度（m）	地面孔隙度（%）	地面渗透率（mD）	地层孔隙度（%）	地层渗透率（mD）
6	红110	43	2830.02	8.54	8.679	7.54	6.193
7	红110	44	2830.22	13.52	7.000	11.77	2.335
8	红110	45	2830.25	14.23	4.343	13.65	1.639
9	红110	46	2830.31	14.64	23.245	13.30	19.052
10	红110	53	2830.66	14.07	43.024	12.79	36.206
11	红110	54	2830.70	17.27	43.920	15.54	38.072
12	红110	74	2863.09	4.51	0.685	1.84	0.081
13	红110	108	2882.85	6.03	1.173	4.75	0.111
14	红110	122	2817.98	12.00	0.964	10.59	0.245
15	红112	7	2858.29	8.05	0.349	6.16	0.084
16	红112	11	2858.76	8.63	0.517	6.91	0.097
17	红112	17	2859.17	6.46	0.851	4.77	0.092
18	红112	21	2859.35	2.61	0.632	0.93	0.083
19	红113	42	2863.37	7.68	0.341	5.90	0.083
20	红113	48	2866.17	6.29	0.425	4.26	0.083
21	红113	51	2866.28	7.07	0.676	5.48	0.112
22	红113	56	2866.64	1.62	0.598	0.46	0.085

在以地面孔隙度 ϕ_s（%）为横坐标，以地层孔隙度 ϕ_f（%）为纵坐标的线性坐标系中，回归净有效覆盖压力为30MPa的地层孔隙度 ϕ_f 与地面孔隙度 ϕ_s 校正关系式为（图2－12）：

$$\phi_f = 1.0291\phi_s - 1.8205 \quad (2-8)$$

校后孔隙度平均减少1.5%，校正量较大。

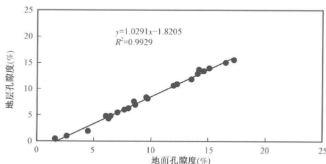


图2－12　柴西南红柳泉地层孔隙度与地面孔隙度关系图（p_e＝30MPa）

三、次生孔隙发育临界深度确定

自从Surdam等从有机无机相互作用的角度研究了储层成岩作用和次生孔隙的形成与演化以来，次生孔隙理论对油气的勘探开发起到了巨大的推动作用，现已证实至少有1/3的砂岩

油气储集空间形成于成岩过程中。因此，深部砂岩次生孔隙发育具有普遍性。砂岩成岩作用最明显的特点是随着埋藏成岩作用的持续进行，砂岩孔隙体积的逐渐减少，而压实作用、压溶作用和自生胶结作用是孔隙体积变化的主要成岩作用。通常认为，伴随着有机质成熟而产生的有机酸的溶解作用是形成次生孔隙的主要原因（图 2 - 13）。

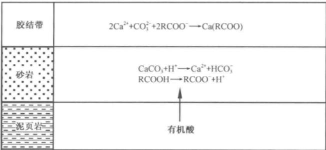


图 2 - 13　砂岩储层中次生孔隙的形成过程（有机酸假说）（据 L. D. Meshri，1986）

柴西南区古近系碎屑岩储层有成分成熟度较低、结构成熟度中等—极低、胶结物含量普遍较高、压实作用中等—强等基本特征。从现有的孔隙分布特征来看，研究区砂岩深部发育次生孔隙（图 2 - 14）。显然，影响次生孔隙发育的因素很多，不少学者讨论了砂岩的成分、结构以及温度、时间等对砂岩孔隙体积的影响（赵霞飞等，2002；Maxwel，1964；Scherer，1987；Schmoker，1988；寿建峰等，2001，2003，2004，2005，2006；张琴等，2003）。但是，如何确定次生孔隙开始发育的具体位置，目前还没有一套定量方法。本文从砂岩次生孔隙的形成机制入手，确定了

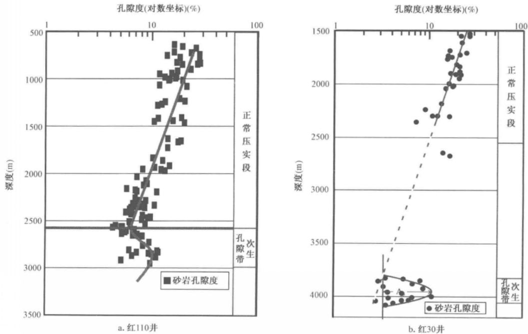


图 2 - 14　柴西南红柳泉地区孔隙度随埋深变化关系图

以地温来定量确定砂岩次生孔隙位置的方法，并以现有的次生孔隙分布特征对其进行校验。结果表明，此方法确定的次生孔隙发育临界深度与现有次生孔隙临界深度具有较好的一致性。在此基础上，本文运用此方法对研究次生孔隙发育区进行了预测，取得了较好的效果。

（一）次生孔隙形成机制

1. 大气水的注入

碎屑岩经受地表大气水的淋滤作用主要发生在构造抬升或海平面下降造成的不整合面之下及大气水沿构造断裂带注入等区域。因遭受淋滤溶解作用会导致次生孔隙的广泛发育：

（1）大气水驱动的地下水垂向或侧向大范围地侵入流动，这种侵入的深度可达到地下2km。地下水的大范围（指整个盆地范围）迁移是形成地下流体整体运动和热运动的重要机制。

（2）大气水具有高的流速和相对低的温度，这种不饱和水的高速注入以及低温条件下缓慢的反应速度促进了开放系统的成岩作用，包括次生孔隙的形成作用。

（3）碎屑岩中具有较高的可溶类矿物，如长石矿物易被溶蚀，可产生大量的次生孔隙。

（4）被溶蚀的物质可以随大范围的流体迁移带离溶蚀作用发生区，产生的溶蚀空间得以保存。

随着大气水流动路径的加长，其淋溶能力降低，含某些矿物不饱和的流体最终将因为不断与地层水的相互作用而处于饱和状态，溶蚀反应停止。所以，大气水的作用深度可以很深，但大量孔隙的产生只限于大气水作用的上部。尽管这些孔隙形成于地表或浅埋藏地层中，但岩石在其经历二次埋藏之前就已经固结，因而相当数量的孔隙在深埋过程中得到保存。

2. 碳酸水的溶解作用

有机质的热成熟过程会产生 CO_2，并由此形成碳酸，它是参与地下沉积物孔隙形成的另一种重要介质。在约100℃的条件下，地下有机质分解产生 CO_2，形成碳酸并降低流体的 pH 值，从而导致地下碳酸盐矿物和铝硅酸盐矿物的溶解。这类作用可以使由碳酸盐矿物和铝硅酸盐矿物胶结的砂岩产生有效孔隙。质量平衡计算结果表明，有机质的脱羧基作用所产生的 CO_2 还不足以使很多地层中的砂岩发生溶解而产生大量的次生孔隙。在大多数沉积盆地中，CO_2 作为溶解介质产生的溶蚀孔隙是有限的。

碳酸的形成有2种机理，即有机成因和无机成因。有机成因机理为，有机质在成岩过程中会产生 CO_2，CO_2 上升进入上覆的砂岩中，溶于水而形成碳酸，同时溶解碎屑颗粒和胶结物而产生次生孔隙。

1984年Franks研究了德克萨斯州墨西哥湾岸地区孔隙流体化学性质、CO_2 与次生孔隙三者之间的关系，指出始新统威尔科克斯群孔隙流体中方解石的饱和指数、异常高渗透率以及天然气中 CO_2 的摩尔分数三者之间的相关性，表明在碎屑岩中，CO_2 与次生孔隙的形成有密切关系。

长石的溶解作用是随储层中液体所含 CO_2 浓度的增加而增大。K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 均是溶液中析出的主要成分。这些反应所产生的主要产物有高岭石、伊利石和绿泥石，取决于浓度、反应时间、原生矿物和地层水最初的成分。值得注意的是，在长石反应过程中，反应前后净减少的固相体积分数为14.3%，其余溶蚀部分被析出的高岭石和石英充填。自生黏土矿物的沉淀需要Al的参与，只有在长石溶解过程中，Al被迁移走，不形成或少形成诸如高岭石等矿物相，才能形成有意义的次生孔隙。

3. 有机酸的溶解作用

在深埋藏地层中,孔隙形成的另一重要机制是有机酸(羧酸)的溶解作用。20 世纪 80 年代末,人们普遍认为有机酸在地下岩石孔隙形成过程中有很大的作用。原因是:

(1)沉积盆地中有机质热演化过程中因其脱羧基作用而有大量的有机酸生成,其生成时间主要在液态烃形成前夕;

(2)与碳酸相比,有机酸对各种矿物都有着更强的溶解能力;

(3)有机酸阴离子可以络合并迁移铝硅酸盐中的阳离子,在地下 Al 的溶解度通常极低,有机酸阴离子的络合作用可以解决 Al 的迁移,导致铝硅酸盐的溶解和地下孔隙率的增加。大量碳酸盐和铝硅酸盐矿物溶解的理想温度是 80 ~ 120℃,相当于早成岩晚期到晚成岩早期。

随着分析化验技术和测试技术的提高,储层地球化学研究已经超越了有机—无机作用的范畴,人们对有机质成熟过程中产生的有机酸类型和形成机制以及对无机成岩作用的影响有了新的认识:

(1)伴随干酪根的逐步降解和烃源岩的压缩排水,大量有机酸被排出并进入储层,这一过程从成烃早期一直延续到高成熟期,有机酸尤其是短链脂肪酸和酚类对铝硅酸盐的溶解作用与 CO_2 相比,更具有溶蚀性;

(2)在以Ⅲ型干酪根为主的地区,更有利于有机—无机作用,因为陆源高等植物发育的沉积区往往属于酸性成岩环境,有利于有机酸的生成和保存;

(3)烃类注入储层后能有效抑制后期成岩作用的进行,但也有人认为油气进入储层后仍然可以发生石英次生加大和斜长石(或钾长石)的钠长石化,只不过其作用程度比水层低;

(4)地层中异常流体超压的释放将引起相邻砂岩中的长石发生溶解作用。

4. 硅酸盐的溶解作用

硅酸盐的水解模式在某些方面与有机酸作为溶解介质的模式相矛盾,与有机质热成熟过程产生 CO_2 作为溶解介质的模式完全矛盾。根据硅酸盐水解模式,在有铝硅酸盐存在的体系中,由于 pH 值受铝硅酸盐的平衡控制,CO_2 丰度的增加并不能降低 pH 值,多余的 CO_2 因碳酸盐矿物的沉淀而消耗掉。在 100℃的条件下,地层中有机酸的加入可以使碳酸盐溶解,但是,由于受铝硅酸盐系统中动力反应过程的影响,开始溶解的碳酸盐又将重新沉淀,这与实际观察到的结果是比较吻合的。然而,硅酸盐的水解可以在温度超过 100 ~ 120℃的条件下成为碳酸盐矿物溶解的驱动力,高温条件下铝硅盐的平衡可以提高酸度,此时将发生碳酸盐的溶解以保持高的 CO_2 分压。

5. 冷却地层水对碳酸盐矿物的溶解作用

因压实作用从沉积物中释放出来的流体可以沿断层向上运移,从而在断层附近发生流体的冷却作用,在断层停止提供流体通道的部位,便可导致流体向与之相邻的岩石渗透。如果这种岩石含有方解石并具有一定的渗透率,在初始状态下处于平衡并含有碳酸钙的孔隙水因遭受冷却作用,其所含的碳酸钙变得不饱和,碳酸盐矿物便可在此发生溶解作用。

(二)临界条件确定

卢焕勇等(1996)指出,II 型干酪根与 I 型干酪根在烃源岩成熟演化过程中都能产生丰富的有机酸,其有机酸产量要远大于 III 型干酪根的有机酸产量。正如第二章所述,本地区烃源岩有机质类型为 II 型,因此本地区并不缺乏形成次生孔隙所需的有机酸。结合以上 5 种形成机理综合分析,认为本研究区次生孔隙主要受碳酸水的溶解作用及有机酸的溶解作用控制,而

这些因素都与地温有关。因此,次生孔隙的形成,是受控于古地温的。众多研究也表明温度在岩石孔隙演化过程中起着重要作用,主要表现在:高地温有利于沉积有机质在沉积物尚未充分遭受机械压实,胶结作用也未能将砂岩中的孔隙完全堵死的时候就趋于成熟。此时砂体内部尚保留较大的渗透性,使有机质成熟释放出来的各种有机酸和二氧化碳能及早地进入邻近的各类砂体中,充分地进行溶蚀作用。然后通过流体的循环,并将溶解物质携带出反应系统,从而形成规模性的次生孔隙发育带。

1. 临界古地温确定

Surdam 等在深入研究有机酸对砂岩成岩作用的影响时也指出,埋藏温度 80 ~ 120℃ 是砂岩成岩作用的重要阶段(图 2 – 15)。古地温在 60 ~ 140℃ 是干酪根热离解形成短链羧酸的主要阶段。70 ~ 90℃ 是短链羧酸浓度最大时期,即干酪根释放同含氧基团的最高峰相一致,并与 1/5 混层黏土矿物出现带相吻合。

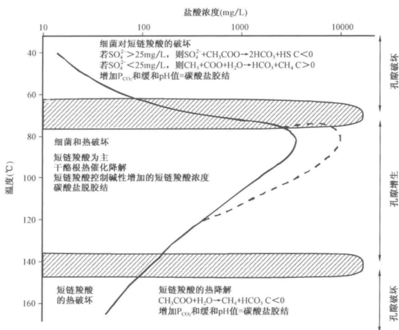


图 2 – 15　油田水中短链羧酸分布图(据 Carothers&Kharaba,1978)

由此可见,储集层段次生孔隙的发育程度与烃源岩中的有机质丰度和有机质类型关系密切,其演化趋势具有相关性。即烃源岩中有机碳含量高,有机质类型指数值大,或两者互为长、互为补充的层段,不论其横向上相变为砂岩,还是纵向上位于烃源岩上、下的砂岩层段,次生孔隙均较发育。由此可见,有机碳含量高且有机质类型好的烃源岩在成熟时释放出的有机酸绝对量、相对量都较大,次生孔隙相对较为发育;而有机碳含量低但有机质类型好或有机碳含量高但有机质类型差的烃源岩在成熟时释放出的有机酸绝对量、相对量都不如前者,次生孔隙发育程度自然就逊于前者。与此同时,次生孔隙形成时期对应着油气大量生成时期。通过对研究区含油包裹体均一化温度显示,本区油气大量生成对应的温度范围为 66 ~ 130℃(表 2 – 5)。

表 2-5 柴西南区砂岩储层中含油包裹体均一温度测试结果(据青海油田勘探开发研究院,2005)

序号	井号	层位	深度(m)	岩石名称	测试温度(℃)
1	跃东 110	E_3^1	3754~3759	油浸砂岩	120、122、123
2	跃Ⅱ-264	N_1	1674~1688	油浸砂岩	75、79、83、88、92、95、98
3	跃Ⅱ-155	N_2^1	1078~1081	油浸粉砂岩	66、71
4	跃 67	N_1	1363~1372	含油细砂岩	86、90、111
5	跃检 1	E_3^2	3352~3361	油浸粉砂岩	110、112、113、118
6	跃 101	E_3^1	3442~3454	油浸粉砂岩	110、119、126.9、130、144.6
7	跃西 14	N_2^2	1333~1339	油浸粉砂岩	80
8	跃 44	E_3^2	3574.5~3578	油浸粉砂岩	108、109.2、109.7、114、118、130.1、130.9、132
9	七 1-4	E_3^2	1401~1413	含油细砂岩	82、120、125
10	七 6-9	E_3^1	1025~1031	含油砂岩	90、108、115、120、120
11	七新 6-5	N_1	780~790	油浸粗砂岩	80、86、95、98、99、106、109
12	狮深 10 斜 3	N_1	1497~1506	油浸粉砂岩	105、112
13	狮 20	E_3^2	3910~3912	含油砂岩	117.2
14	七 5-28	E_3^2	848~848.07	油浸粉砂岩	83.9、89.8、92
15	红 20	E_3^1	3167~3186	油浸粉砂岩	110、115、116、119、124
16	红 110	E_3^2	2823~2833	油浸粉砂岩	80、88.8、98、103、107、110、110.9
17	咸 20	N_2^1	610~618	含油泥质粉砂岩	116

另一方面,从成岩作用过程来讲,次生孔隙最早形成于早成岩阶段 B 期。早成岩 B 期以颗粒间点接触为主,部分线接触为特点,此时次生孔隙较发育,形成原生孔隙、次生孔隙共存的局面,可见长石、碳酸盐和方沸石溶蚀。这一时期古温度范围为 65~85℃。次生孔隙大量形成在中成岩 A 期。中成岩 A 期可以细分为 A_1、A_2 两个亚期:A_1 亚期有机质低成熟,有机酸产量高,为次生孔隙产生带;A_2 亚期有机质成熟,进入生油高峰,有机酸浓度降低,并由于胶结作用的出现,使物性较 A_1 亚期略差。马力宁等(1998)也对柴西南区成岩作用进行了深入研究,对成岩阶段进行了详细划分,其结果显示早成岩 B 期开始发育次生孔隙,如图 2-16 所示。

基于以上两个方面的原因,本文取古地温 70℃ 为次生孔隙发育位置门限值,以此定量确定古孔隙发育临界深度值。

2. 古地温恢复及临界深度确定

当前,古地温研究的主要做法是综合地球热力学、地球化学动力学等方法,进行盆地热演化史研究。主要有镜质组反射率分析法,矿物流体包裹体分析法,矿物裂变径迹分析法以及自生成岩矿物(沸石、黏土)和牙形石色变指数测温法。对于柴西南区的古地温恢复,众多专家学者都进行了深入的研究。地温计算有如下公式:

$$T = T_0 + K \times H \tag{2-9}$$

式中 T_0——地表温度,地表温度取 5℃ 并假定地史地表温度不变;

H——深度,m;

K——地温梯度,℃/100m;

T——深度为 H 时的地层温度。

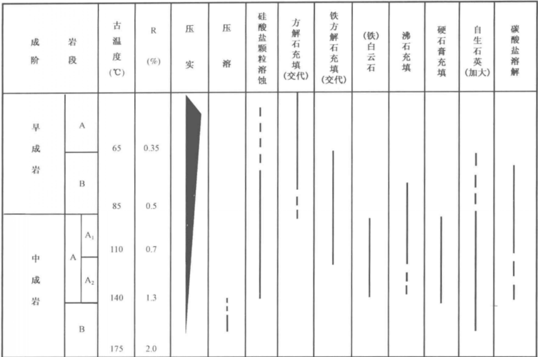


图 2-16 柴西南区成岩阶段划分及其成岩事件(据青海油田勘探开发研究院,2005,经修改)

本文采用青海油田第三次资源评价的地温梯度演化数据来恢复各地质时代的古地温与深度的关系(表 2-6)。因七个泉地区地温梯度数据较少,故参考距离较近的狮子沟构造的狮 27 井的数据。以 70℃为界,按照模拟结果,得出各历史时期的次生孔隙发育临界深度如下表所示(表 2-7)。

表 2-6 柴西地区古近纪以来地温梯度演化模拟结果(据邱楠生等,2002)

构造	井号	E_3 末	N_1 末	N_2^1 末	N_2^2 末	N_2^3 末	Q 末	模拟方法
狮子沟	狮 27	3.3	3.12	2.8	2.75	2.7	2.71	Easy% R_o
红柳泉	红 10	2.96	3.04	2.93	2.87	2.45	2.48	AFTA

表 2-7 柴西南七个泉—红柳泉地区次生孔隙发育临界深度表

时期	E_3 末	N_1 末	N_2^1 末	N_2^2 末	N_2^3 末	Q 末
七个泉	1970	2083	2321	2364	2407	2399
红柳泉	2196	2138	2218	2265	2653	2621

四、现今次生孔隙带分布及次生孔隙带幅度特征分析

研究次生孔隙形成及保存,是寻找深部次生孔隙发育带的重要途径之一。事实上,次生孔隙形成、保存及分布规律非常复杂,受多种条件制约。在深入分析研究区次生孔隙带形态特征的基础上,总结了现今次生孔隙带分布规律及次生孔隙带幅度特征,以便更准确地定量表述次生孔隙。

(一)次生孔隙带幅度特征

从计算孔隙度与深度关系图上可以看出,次生孔隙带的幅度具有以下三个方面的特征。

(1)同一深度次生孔隙带幅度较为稳定:从研究区不同井的 E_3^1 层段次生孔隙带幅度特征可以看出,次生孔隙幅度基本在7.51% ~7.36%之间(图2-17)。

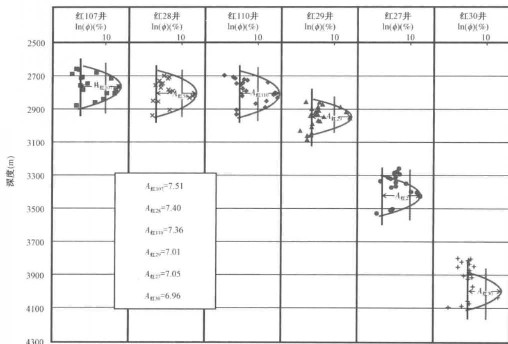


图2-17 柴西南红柳泉地区不同井砂岩储层同一次生孔隙带幅度特征简图

(2)不同深度次生孔隙带幅度也基本一致。研究区 E_3^1 层段在不同深度范围内(2620 ~4100m)发育的次生孔隙带幅度在7.51% ~6.96%之间,也基本保持一致(表2-7和图2-12)。

(3)单一次生孔隙带深埋后幅度稍有减小或基本不变。从次生孔隙带幅度特征来看,其幅度随深度增加稍有减小。这一特征可以解释为:埋深不断增加,压实作用随之加强,从而导致的压实减孔。然而减孔量很小,并不在正常压实的趋势线上。

(二)次生孔隙带分布特征

1. 深度是控制次生孔隙发育的首要因素

研究发现,柴西南区连续沉积地层次生孔隙的大量发育基本有个起始深度,在连续沉积地区纵向上存在一个一致的最浅次生孔隙门限深度,这一深度一般在2600m左右(图2-12和图2-18),这也与之前从次生孔隙机理出发的预测深度相一致(表2-7)。这是由于干酪根在演化过程中产生的有机酸对次生孔隙的形成有着重要的作用。在此情况下,次生孔隙的纵向分布受烃源岩成熟时间控制,即与砂体埋藏深度(或地温)有关。深度和地温梯度决定地层温度,地层温度(和埋藏时间)又决定着烃源岩中黏土矿物的转化和有机质的热成熟演化,从而控制形成次生孔隙的酸性水溶液的产生。所有这些因素都可以归结到深度上,因此深度是纵向上控制次生孔隙发育的首要因素。

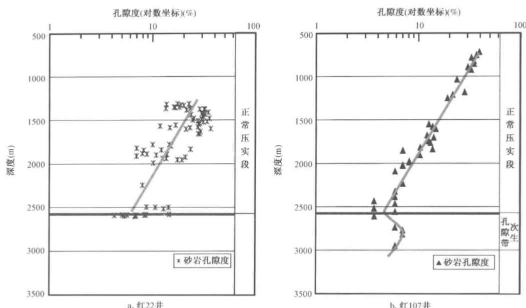


图 2－18　柴西南红柳泉地区孔隙度随埋深变化关系图

2. 不同埋藏史的地区次生孔隙带不尽相同

研究区有两种埋藏史类型:连续沉积(红柳泉地区)和后期抬升型(七个泉地区)。通过对比这两种类型的地区次生孔隙带发育特征,连续沉积地区储层深埋后第一个次生孔隙带得以较好的保存,后续砂层进入门限范围,形成下一个次生孔隙带(图 2－14 和图 2－18)。抬升地区(后期遭受剥蚀)由于后期地层抬升,早期形成的次生孔隙带在浅层保存下来,在门限深度以下的深部砂层继续形成次生孔隙。这样,抬升型地层只有一个次生孔隙带(图 2－19)。由此也说明,在整个地层条件下,仅存在一个正在发育的次生孔隙带,或称之为"活动的次生孔隙带"。

五、次生孔隙演化特征及其定量表述

在分析了次生孔隙的分布及次生孔隙带幅度特征之后,本文对柴西南地区次生孔隙保存演化进行了深入分析,以便对地质历史时期中的孔隙度进行次生孔隙补偿。研究发现,次生孔隙在保存过程中具有"优势性"特征。

(一)次生孔隙保存过程中具有"平衡性"

次生孔隙形成之后,其后期经历着怎样的演化过程?一般认为储层随着埋深的增加,孔隙度逐渐减小;到达一定的深度后,进入第一次生孔隙带,孔隙度增大;随后随深度增加,压实作用增强,孔隙度再次大幅度降低;到第二次生孔隙带由于次生孔隙的再度产生导致孔隙度再度大幅度增加,如此旋回演化,直到储层进入深层压溶阶段。本文根据现有的次生孔隙特征,结合次生孔隙形成及演化中经历的地质过程,认为在砂岩层深埋后,已经形成的次生孔隙基本停止演化,即已形成的次生孔隙带孔隙度大小在演化过程中基本保持不变或稍有减小,即次生孔隙在后期保存演化过程中存在平衡性。

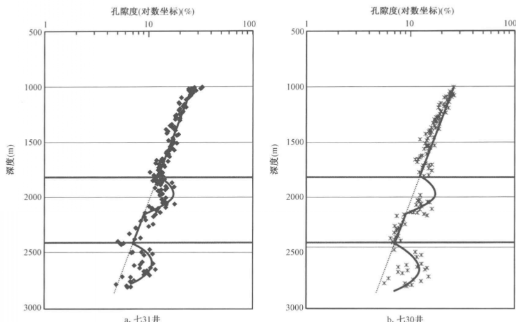


图 2－19　柴西南七个泉地区砂岩孔隙度随深度变化关系图

1. 地层超压有利于次生孔隙的保存

异常高压带的存在有助于储层次生孔隙的保存。超压的形成，可以阻止超压体系内流体的运动和能量交换，减缓或抑制成岩作用和胶结作用，使深部储层保持较高的孔隙度和渗透率。同时，超压可以支撑部分上覆岩体的荷重，减小地层的有效压应力，减缓对超压层系中储层的压实作用并抑制其压溶作用的进行，从而使储层的高孔高渗的储集空间得以保存。另外，异常高压亦可促进更多微裂缝的形成，增加超压体系内的储层储集空间、改善储层的连通性，提高储层的渗透性能，而且，超压也有助于深部储层次生孔隙的保存和改善，其超压流体的周期性幕式排放亦可增强储层中溶解物质的交换，促进淋滤作用发生形成次生孔隙。

柴西南区地层压力在 2550m 左右开始发育异常高压，压力系数最大可达 2. 16。从异常高压起始发育的深度上来看，依据现有所有测点数据，异常压力出现深度都在 2500m 以下。异常高压所产生的直接效果是原来由颗粒支撑的一部分地层负荷转移为由孔隙内的流体支撑。使得异常高压带内的流体压力超过静水压力，降低了砂岩中的有效应力，抑制了储层的机械压实和石英次生加大等成岩作用，从而对已有的孔隙起到了保护作用。

祝总祺等(1997)详细分析了连续沉降的含油气盆地中压力封存箱的孕育和发展过程，指出超压的发育与次生孔隙保存之间的关系。

(1)沉积物埋藏初期，这一阶段不会出现欠压实。当埋藏迅速加大，上覆负荷急剧增加，在细粒沉积中将引起排液不平衡，边缘部分因脱水速度快，孔隙度迅速降低，致使沉积物中心部位的孔隙水无法顺利、协调地排出，并把一部分上覆地层的重量转移到由细粒沉积内的流体承担，于是泥岩开始显示出流体压力异常。这是流体异常压力形成的初始阶段。这一阶段的特点是埋深不深(一般小于 1000m)，异常压力的幅度不大。

(2)随着埋深的进一步加大，烃源岩步入成熟门限，干酪根开始转化成烃，并向邻近砂岩

运移。与此同时，温压的增高促使部分黏土矿物脱水，这部分水也要流向邻近砂岩，于是出现了一方面排液不畅，另一方面孔隙中流体又在不断增加的局面，这是孔隙流体压力增大的重要时刻。这一阶段的特点是，流体异常压力出现在生油门限以下，强度将由于烃类和黏土层间水的补充而提高，从而使压力封存箱的封闭性得以充分地显示出来。这个过程将持续到生油高峰期。

（3）埋深继续增大，地层温度随之升高，孔隙流体的体积发生膨胀和一部分液态烃向小分子量方向演化引起的流体体积增量都将导致孔隙流体压力增长。这是箱内流体压力第三次增加。该带位置相当深，一般均在3000m以下，地层温度高于100℃。

（4）当埋深很大，进入高温高压的情况下，烃类发生裂解大量产生甲烷，使气体体积增加，孔隙内流体压力再度升高。据Colin Barker（1990）测算，1桶原油可以转化成85～113m^3的甲烷，并能产生很高的过剩压力，使封闭系统中拥有极高的超压。

由此可见，地质体内形成的流体异常高压在垂向上可以不止一次地实现，不同条件下引起流体压力增大的机制也不相同。在含油气盆地内，第二、三、四次高压的形成有着成因上的内在联系，它们都是与烃类的演化相关联的。这一点与非含油气盆地是有差别的。此外，含油气盆地内异常高压形成的多阶段性也是显而易见的，因此，只要具备上述有利条件，深部地层中的孔隙，特别是次生孔隙不会因压实而很快消失，至少在烃类甲烷化结束之前，它们都将获得有效的保护。

郑浚茂等在对黄骅坳陷古近系及新近系砂岩成岩作用研究时将连续埋藏型储层砂岩孔隙垂相分为浅部带（<2200m）、过渡带（2200～3000m）和深部带（>3000m），并指出深部带原生孔隙基本消失，以次生孔隙为主。可见次生孔隙能很好的保持到深部。

柴西南区下油砂山组沉积末期发育超压型复式温压系统，2600m以上为静压型温压系统，地层压力接近静水压力，温度压力成斜率相对较小直线型关系。2600m以下为高压型温压系统，地层压力出现明显超压现象，温度压力成相对较高斜率的直线关系（图2－20）。而此时，柴西南区次生孔隙已经形成（图2－21），在时间上次生孔隙带的形成和超压的形成匹配良好。

2. 烃类充注有利于次生孔隙的保存

储层在其成岩演化过程不可避免地受到油气充注影响。众多专家学者提出油气侵位对成岩有抑制作用，主要表现在以下三个方面。

（1）抑制胶结作用的进行，主要是抑制石英和伊利石胶结。油气充注对石英胶结的影响与其充注速度和时间有关，早期快速的油气充注对石英胶结有明显的抑制作用，而油气充注较晚则对石英胶结的抑制作用不太明显。烃类充注使成岩环境发生较大变化，导致孔隙水中无机离子浓度降低，烃类流体同时阻碍矿物与离子之间的质量传递，伊利石生长受到抑制，但是原油充注储层后并没有立即导致伊利石停止生长，只是产生了抑制作用。

（2）油气中所包含的有机酸溶蚀深部孔隙，为深部油气成藏增加了储集空间。在热裂解和热催化过程中，干酪根上丰富的含氧基团在热降解早期被释放出来，产生多种羧酸和酚类；另一方面，原油微生物的降解，游离氧的氧化作用，石油的热降解，以及由围岩矿物中的高价元素组成的离子或化合物等与有机质之间发生的作用，也可产生有机酸。有机质热演化过程中有机酸和CO_2的释放，降低了孔隙水的pH值，这些酸性孔隙水在高温高压作用下，对易溶矿物长石、方解石等的溶解作用进一步加强。

（3）油气形成产生的超压能缓冲压实作用，这有利于深部原生孔隙的保存。烃类充注对压实作用的缓冲表现在烃类充注后引起的压力变化上。首先，干酪根成熟后生成大量石油、天

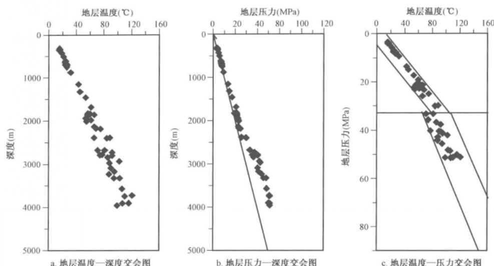


图 2－20　下油砂山组沉积末期地层温压系统剖面特征(据刘震、李鹤永,2005)

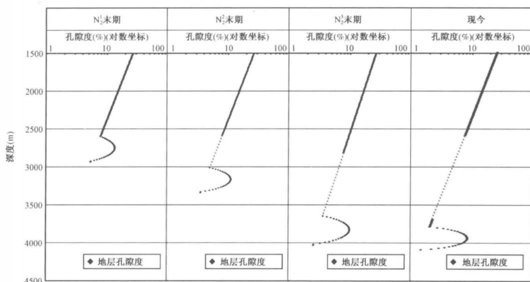


图 2－21　柴西南区次生孔隙形成过程示意图

然气(还有水),它们的体积大大超过原干酪根本身的体积。随着烃类充注,这些超强压力也同时传递到储层,这样无疑增加了对压实作用的抵抗能力。其次,生成的烃类和水使地层中单相流动变为多相流动,杜栩等也指出,烃类从地层中析出,可能会降低泥质岩对水的有效渗透率,从而导致孔隙流体排出速率的降低。这是因为地层孔隙流体由单相流动变为多相流动时,其两种流体渗透率之和(即它们的相对渗透率之和)降低到单相流动时的 1/10,结果导致流体排出受阻,在储层或者烃源岩中形成超压。超压系统的形成和发育,大大削弱了正常压实作用对深部地层的影响,使得深部地层中一部分原生孔隙得以保存下来,这些保存下来的孔隙为烃类流体提供储存空间。当烃类储存达到一定规模时,有机酸也达到相当的量,就开始溶蚀长

石、方解石、白云石等碳酸盐矿物，形成大量的次生孔隙。

一般处于深部超压状态下的泥质岩往往是富含有机质的烃源岩。随埋深增加，烃源岩成烃作用在储层次生孔隙成孔作用和以后的护孔作用中更有着特殊的意义。主要表现在：① 在有机质成熟过程中释放出有机酸和二氧化碳，使邻近砂体发生溶蚀作用，形成次生孔隙；② 干酪根开始转化成烃，并向邻近砂体运移，同时部分黏土矿物脱水也流向砂体，使孔隙中流体不断增加，孔隙流体压力增大；③ 成烃过程中产生的烃类进入邻近砂体孔隙后，对砂体的成岩有抑制作用；④ 孔隙流体的体积发生膨胀和一部分液态烃向小分子量方向演化引起的流体体积增量都将导致孔隙流体压力增长；⑤ 当埋深很大，进入高温高压情况下，烃类发生裂解，产生大量甲烷，使气体体积增加，孔隙内流体压力再度升高。

柴西南区古近系主力储层现有次生孔隙大多发育有油层（图 2－22），并且次生孔隙的形成时期和油气充注时期相关良好，本区上油砂山组沉积末期的油气充注对古近系主力储层中的次生孔隙保存起到了重要作用。

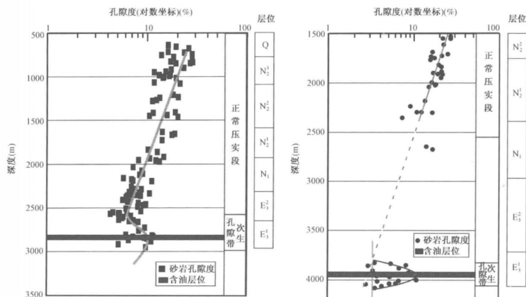


图 2－22　柴西南区次生孔隙发育与油气充注关系图

3. 现有次生孔隙带特征显示已经形成的次生孔隙深埋后基本停止演化

正如图 2－16 所示，研究区古近系 E_3^1 层段在不同深度范围内（2620～4100m）发育的次生孔隙带幅度基本保持一致，这说明不同深度的储层的次生孔隙带幅度大小并未随埋深的增加而减小。另外，抬升型储层次生孔隙发育过程也说明次生孔隙演化特征。以七 30 井为例（图 2－19），现今发育两个次生孔隙带，一个发育在 1800m 左右，另一个在 2400m 左右。结合其埋藏史分析其形成过程（图 2－23），发现浅层的次生孔隙是早期形成的，并不遵循“先增大后减小再增大”这一演化过程。

另外，从储层铸体薄片图像分析结果看，同为古近系 E_3^1 层段不同深度两个样品，其次生溶解孔隙都占总孔隙的 95% 以上（表 2－8）。图 2－7 及图 2－8 也显示，不同深度段都有长石和碳酸盐矿物的全部溶解或部分溶解。这说明，在浅层形成的次生孔隙并未随着埋深的增加而变小。

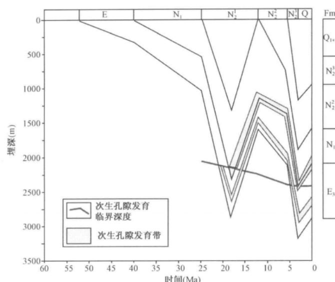


图 2-23 柴西南区抬升型储层演化模式图(以七 30 井为例)

表 2-8 红柳泉油田 E_3^1 储层铸体薄片图像分析孔隙类型(面积%)统计表

(据青海油田勘探开发研究院,2005)

样品号		红 20-3	红 101-1
深度(m)		3218.15	2699.20
岩性		浅褐色粉砂岩	油浸粉砂岩
粒间孔	原生孔	0.00	3.12
	溶解孔	98.56	95.35
组分内孔	粒内孔	1.44	0.00
	基质内孔	0.00	0.00
	胶结物内孔	0.00	0.00
	交代物内孔	0.00	0.00
铸模孔	颗粒	0.00	1.53
	胶结物	0.00	0.00
	交代物	0.00	0.00
岩石裂缝		0.00	0.00
颗粒裂缝		0.00	0.00

由此可见,深部储层的次生孔隙主要也是在生油门限深度附近形成的,只是由于埋深不断加大而成为现今深部储层中的次生孔隙。深埋后,已经形成的次生孔隙基本停止演化,后续砂岩进入门限范围形成下一个次生孔隙带,之前已形成的次生孔隙带在演化过程中基本保持不变或稍有减小。也就是说,在整个地层条件下,仅存在一个正在发育的次生孔隙带,或称之为"活动的次生孔隙带",之前形成的次生孔隙带由于超压原因得以保存,在演化过程中具有优势性特征。

（二）次生孔隙大小定量表述

根据研究区发育的次生孔隙带分布特征及次生孔隙带幅度特征，可以做出以下假设：① 次生孔隙发育存在门限深度，此门限深度受地温控制。也就是说，地温梯度大的地区的门限深度要比地温梯度小的地区的门限深度要小，如七个泉地区现今地温梯度比红柳泉地区要高（表2－6），导致其次生孔隙发育门限深度要比红柳泉小（表2－7）。② 地层不深埋或遭受抬升后只有一个次生孔隙带。③ 深埋后，已经形成的次生孔隙带基本停止演化。

在此基础上，对次生孔隙带厚度及幅度进行了统计分析，发现研究区目的层段仅发育一个次生孔隙带，并且这一次生孔隙带具有以下特征：① 其厚度基本相同（图2－15），大致为300m。② 而同一井、不同井的各次生孔隙带的幅度尽管随深度增加稍有减小，但基本可以按照幅度不变来加以计算补偿。③ 平面上次生孔隙带发育稳定，均在目的层。④ 次生孔隙所处深度并不一致，但都在内，可近似取 E_3^1 层深度为次生孔隙带上部深度。

在此基础上，结合次生孔隙在保存中的特点，按照以下公式对研究区连续沉积地区发育的次生孔隙外包络线（即次生孔隙最大值）进行补偿：

$$\Delta\phi = A\sin\left(\pi\frac{Z - Z_0}{w}\right) \qquad (2-10)$$

式中 $\Delta\phi$——次生孔隙绝对补偿值，%；

Z——埋深，m；

Z_0——次生孔隙带顶界深度，m；

A——振幅，取 $A = 7.57$；

w——周期，取 $w = 300$。

即：

$$\Delta\phi = 7.57\sin\left(\pi\frac{Z - Z_0}{300}\right) \qquad (2-11)$$

通过对比发现，拟合出的数据和计算数据具有良好的相关性（图2－24）。

六、孔隙度演化函数及其特征分析

由岩石力学基本理论可知，岩体是由岩块及各岩块之间的弱面和不连续面构成，而岩块是连续的岩石块体，是组成岩体的基本实体。孔隙结构型岩块受载时表现出复杂的力学性质：当时间延长时，由于岩块中原子和离子的热运动，弹性变形会消失，进而转变为塑性变形，应力随之减小。但由于岩块中存在内摩擦，加载后最终的变形不能立即达到，而是随时间的延长而逐渐增加（即蠕变效应）。

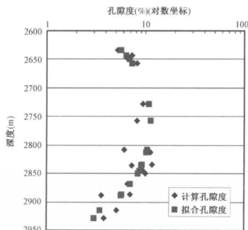


图2－24　红110井次生孔隙度计算值和拟合值关系图

显然，孔隙性地层在埋藏压实过程中所发生的变形既不是纯弹性变形，也不是纯塑性变形，而是存在内摩擦作用的黏弹塑性变形。既然孔隙性地层受力变形过

程是黏弹塑性变形过程，那么其应力应变关系就不能用简单的虎克定律（完全弹性变形模型）来表示，也不能用完全塑性变形模型来表示，而需要用黏弹塑性应力—应变模型来表达。刘震等（2007）认为，黏弹塑性应力—应变模型是最适用于砂、泥岩地层压实变形的应力—应变模型，并给出了地层孔隙度随埋深和经历时间的双元函数，见式（2－1）。

（一）现今孔隙度演化函数

据以上分析，正常压实趋势下的孔隙函数为 $\phi_{正常压实}=f(Z,t)\sim f(Z)$；在次生孔隙发育带，尚存在绝对次生孔隙度（实测孔隙度与正常压实趋势下某确定深度处的孔隙度之间的差值）$\Delta\phi=f'(Z)$。由此得出孔隙度的函数可以分段表达：正常压实段孔隙度 ϕ 可以用式（2－1）及式（2－2）计算；次生孔隙发育带孔隙度可参照式（2－11），计算公式为：

$$\phi = \phi_0 + \Delta\phi = \phi_0 + 7.57\sin\left(\pi\frac{Z - Z_0}{300}\right) \quad (2-12)$$

式中 $\Delta\phi$——次生孔隙绝对补偿值，%；

Z——埋深，m；

Z_0——次生孔隙带顶界深度，m；

ϕ_0——次生孔隙带临界深度 Z_0 处的孔隙度值，可由正常压实趋势求取。

建立了此模型后，再获得储层地史时期的古埋深之后，便可以恢复成藏期研究区储层古孔隙度。

（二）古埋深求取

在古厚度恢复时，首先要考虑剥蚀厚度恢复问题。地层剥蚀是多期沉积盆地中普遍存在的现象，特别是代表每一期盆地主要反转期的构造抬升对原始盆地充填层序的剥蚀尤为强烈，这对沉积盆地中油气的生成、运移和聚集等产生重要的影响，且使原来的盆地充填沉积面目全非，这限制了对盆地构造演化史、盆地充填史、沉积演化史、热史以及油气成藏史的深入研究。因此，地层剥蚀量的恢复和确定在沉积盆地分析中是一项重要的基础工作。

构造运动导致的地层不整合现象在柴西南区是比较普遍和常见的。区域不整合面 T_2' 是新生代涉及全盆地一次重要、较为强烈的构造运动的产物，柴西南在不整合面 T_2' 上下存在大量的地层削蚀和超覆现象，如在七个泉主体部位 N_2^1 地层剥蚀殆尽。为简化古孔隙及古动力演化模型，本文涉及的研究区红柳泉地区深埋部位不考虑剥蚀（图2－25），这样也有利于先在本研究区的红柳泉地区建立连续沉积模型，其他情况则在此基础上进行补偿再应用。

在不考虑剥蚀的情况下，再对研究区的地层古埋深进行恢复。一般首先要求出各层段骨架厚度值，并假定骨架厚度在压实变形中不发生变化。但传统的地层骨架厚度计算采用下式：

$$h_s = \int_{z_1}^{z_2}(1-\phi)\,dz \quad (2-13)$$

式中 ϕ——以地层埋深为变量的孔隙度函数；

z_1 和 z_2——地层顶和底的埋深；

z——埋深；

h_s——地层的骨架厚度。

显然，该数学模型是用现今地层的孔隙度随埋深变化曲线来计算埋藏历史中各地层的骨架厚度，由于埋藏历史中各层段的地层孔隙度与相同深度的现今孔隙度之间存在一定差

别——由时间因素造成，所以式(2－13)不能准确地获得厚度(z_1-z_2)。为了准确计算地层古厚度，本研究在骨架厚度计算公式中引入古孔隙度函数，即岩石孔隙度作为埋藏深度和埋藏时间的函数，相应的地层骨架厚度计算模型变成下式：

$$h_s = \iint_s [1 - \phi(z,t)] \cdot \mathrm{d}z\mathrm{d}t \quad (2-14)$$

式中 h_s——地层骨架厚度；

$\phi(z,t)$——地层孔隙度函数；

s——地层的顶、底界深度范围和相应的地质时间范围。

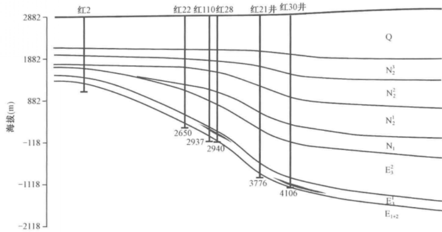


图2－25 红柳泉地区红28—红30井区油藏剖面图(据青海油田勘探开发研究院,2005,经修改)

根据(2－14)式就可以计算出各层段在各个历史时期相应的古厚度。以红110井及红30井为例，按照此方法分别计算出红柳泉斜坡带的各时期各层段的古厚度与古埋深(表2－9)。

表2－9 红柳泉地区重点井古埋深数据表

时代	层位	顶界(Ma)	底界(Ma)	持续时间(Ma)	红110井		红30井	
					厚度(m)	埋深(m)	厚度(m)	埋深(m)
现今	Q	0	2.8	2.8	763	763	884	884
	N_2^3	2.8	5.1	2.3	395	1158	376	1260
	N_2^2	5.1	12	6.9	422	1580	493	1753
	N_2^1	12	24.6	12.6	340	1920	687	2440
	N_1	24.6	40.5	15.9	420	2340	576	3016
	E_3^2	40.5	42.8	2.3	355	2695	777	3793
	E_3^1	42.8	52	9.2	242	2937	313	4106
N_2^3末	N_2^3	0	2.3	2.3	487.21	487.21	502.35	502.35
	N_2^2	2.3	9.2	6.9	482.9	970.11	588.22	1090.57
	N_2^1	9.2	21.8	12.6	373.95	1344.06	763.42	1853.99
	N_1	21.8	37.7	15.9	450.64	1794.7	615.55	2469.54
	E_3^2	37.7	40	2.3	374.35	2169.05	811.82	3281.36
	E_3^1	40	49.2	9.2	252.71	2421.76	323.17	3604.53

续表

时代	层位	顶界（Ma）	底界（Ma）	持续时间（Ma）	红110井		红30井	
					厚度(m)	埋深(m)	厚度(m)	埋深(m)
N_2^2 末	N_2^2	0	6.9	6.9	556.16	556.16	695.66	695.66
	N_2^1	6.9	19.5	12.6	408.44	964.6	828.76	1524.42
	N_1	19.5	35.4	15.9	478.99	1443.59	644.97	2169.39
	E_3^2	35.4	37.7	2.3	391.15	1834.74	835.86	3005.25
	E_3^1	37.7	46.9	9.2	261.68	2096.42	329.93	3335.18
N_2^1 末	N_2^1	0	12.6	12.6	480.95	480.95	1005.53	1005.53
	N_1	12.6	28.5	15.9	529.96	1010.91	706.65	1712.18
	E_3^2	28.5	30.8	2.3	418.69	1429.6	881.49	2593.67
	E_3^1	30.8	40	9.2	275.74	1705.34	342.13	2935.8
N_1 末	N_1	0	15.9	15.9	607.44	607.44	923.36	923.36
	E_3^2	15.9	18.2	2.3	454.39	1061.83	998.07	1921.43
	E_3^1	18.2	27.4	9.2	292.73	1354.56	369.7	2291.13

（三）古孔隙恢复及地层孔隙度演化模式

将古埋深值代入已经建立好的孔隙度随深度演化模型中，就能得到正常压实趋势下古孔隙度值。在此基础上，结合之前模拟出的该地史时期古孔隙发育临界深度（表2－7），求出各地史时期中各层位正常压实趋势下孔隙演化函数（表2－10），然后对本地区 E_3^1 地层按照式（2－12）进行次生孔隙补偿，然后在平面上成图，如图2－26所示。

表2－10　红柳泉地区孔隙度正常压实带孔隙度计算函数表（连续沉积模型）

	层位	砂岩计算函数	泥岩计算函数
现今	Q	$\phi=30.8554412203646e^{-0.0000000421028z^2-0.000528308z}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000124977z^2-0.00009012902z}$
	N_2^3	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000066805z^2-0.0003956464z-0.0292509}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000198303z^2-0.0001634242z+0.0516554}$
	N_2^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000187592z^2-0.00006831812z-0.246326}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000556845z^2-0.0005359817z+0.434998}$
	N_2^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000425177z^2+0.0006757874z-0.828906}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000126209z^2-0.001298552z+1.4638}$
	N_1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000434336z^2+0.0007075876z-0.856198}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000128928z^2-0.001328875z+1.512}$
	E_3^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.0000000743323z^2-0.000693532z+0.451186}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000220647z^2-0.00009216254z-0.796769}$
	E_3^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000436165z^2+0.0008431551z-1.06219}$	$\phi=35.319674036253e^{0.00000012947z^2-0.001373286z+1.87577}$
N_2^3 末	N_2^3	$\phi=30.8554412203646e^{-0.00000004210285416l4z^2-0.0004341164z}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000160772z^2-0.001231775z}$
	N_2^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000163934z^2-0.0002102709z-0.0830026}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000048662z^2-0.000439905z+0.146578}$
	N_2^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000386576z^2+0.0003512471z-0.418206}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000114751z^2-0.001114207z+0.738528}$
	N_1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000404804z^2+0.000404037z-0.456229}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000120162z^2-0.001171438z+0.805675}$
	E_3^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.0000000704901z^2-0.0007147995z+0.474938}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000209242z^2-0.00007708934z-0.838714}$
	E_3^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.00000041768z^2+0.0005770962z-0.693799}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000123983z^2-0.001252164z+1.22521}$
N_2^2 末	N_2^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.00000014234z^2-0.0002972666z}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000042252z^2-0.0003648467z}$
	N_2^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000353931z^2+0.0001487931z-0.182632}$	$\phi=35.319674036253e^{0.00000010506z^2-0.0009796813z+0.322519}$
	N_1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000380845z^2+0.0002096679z-0.212283}$	$\phi=35.319674036253e^{0.00000011305z^2-0.001059115z+0.374881}$

续表

	层位	砂岩计算函数	泥岩计算函数
N_2^2末	E_3^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.0000000674625z^2-0.0007222305z+0.479178}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000200255z^2-0.00006798068z+0.846202}$
	E_3^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000403362z^2+0.0004153608z-0.477277}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000119733z^2-0.001171511z-0.842845}$
N_2^1末	N_2^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000300572z^2-0.00005169715z}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000892213z^2-0.0007985089z}$
	N_1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000344217z^2+0.00003702857z+0.0325771}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000102177z^2-0.0009243558z+0.0575293}$
	E_3^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000063025z^2-0.0006836289z+0.408582}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000187083z^2-0.00006932175z-0.721533}$
	E_3^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000382795z^2+0.0002697834z-0.300885}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000113628z^2-0.001081404z+0.531346}$
N_1末	N_1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000300311z^2-0.0005210178z}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000891439z^2-0.0007977944z}$
	E_3^2	$\phi=30.8554412203646e^{-0.0000000580734z^2-0.0005751902z+0.228363}$	$\phi=35.319674036253e^{0.0000000172384z^2-0.00009022074z-0.403277}$
	E_3^1	$\phi=30.8554412203646e^{-0.000000360577z^2+0.0002154917z-0.270138}$	$\phi=35.319674036253e^{0.000000107033z^2-0.0010114633z+0.47705}$

利用函数表计算出红柳泉地区现今及 N_2^1 末期地层孔隙分布图(图 2－26 和图 2－27)。利用计算出的单井各地史时期孔隙度演化函数分析地层孔隙度演化过程,发现本区具有深埋型和浅埋型两种类型的储层孔隙演化模式(图 2－21、图 2－28 至图 2－30)。深埋型储层次生孔隙在 N_2^1 末期就已形成,一直持续保持到现今;而浅埋型储层到现今才进入次生孔隙发育带。深埋型储层次生孔隙形成早,更容易形成有效储层而更早接受油气充注,而根据前述分析,上生下储型及自生自储型岩性圈闭一旦形成油气充注,便有很好的保存条件。这样,早期形成的有效储层能早期接受油气充注,并在演化过程中多次接受油气充注,有利于油气聚集。

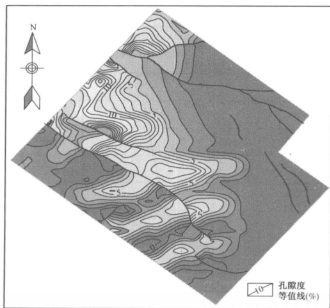


图 2－26　红柳泉地区现今 E_3^1 地层顶面孔隙度分布图

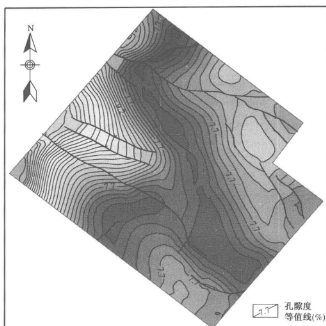


图 2－27 红柳泉地区 N_2^1 末期 E_3^1 地层顶面孔隙度分布图

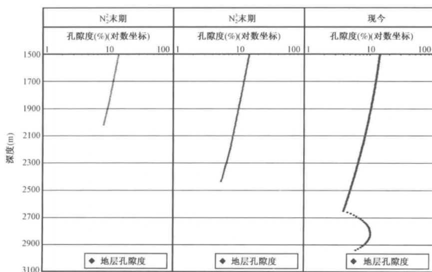


图 2－28 柴西南区红 110 井孔隙演化过程示意图

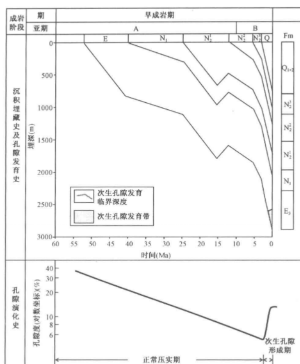


图 2 - 29 柴西南区浅埋型古近系 E_3^1 储层孔隙演化模式图(以红 110 井为例)

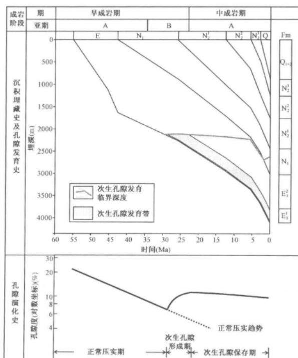


图 2 - 30 柴西南区深埋型古近系 E_3^1 储层孔隙演化模式图(以红 30 井为例)

第三节　地层温压系统演化特征分析

地层温度和地层压力是控制油气生成、运移、聚集的重要地质因素。Magoon（1988）提出包括压力和温度在内的物理作用是运移圈闭子系统的主要控制作用。刘震等（1997，2000，2005）将地温和地压作为统一的能量系统来研究，并将其用于地下流体动力场分析，分析温压对油气成藏的控制作用。邱楠生等（1999）分析了柴达木盆地西部地区现今温度、压力特征及其与油气藏分布的关系。可见，盆地地温、地压与油气分布存在着密切的关系，并且对油气成藏有主要的控制作用。但现今的油气分布状况是油气自形成以来经过长期的地质过程综合作用的结果，成藏期古流体动力场的研究更具有现实的意义。本研究应用地温—地压系统的研究方法，并将其与古流体势分析相结合，分别从定性、半定量、定量不同的角度，由整体到局部，从剖面（纵向）到平面（横向）系统深入地分析了柴西南区主要成藏期的地下流体动力场特征及其对油气运聚成藏的控制作用。

一、古地层压力及古地温恢复方法

（一）古地层压力的求取

在地层孔隙度模型的基础上可利用回剥的原理恢复地层古厚度，有剥蚀的地区还要恢复地层被剥蚀的厚度，然后便可求取地层古埋深（邵新军等，1999）。由于下油砂山组顶部的不整合只分布于盆地边部，研究区内下油砂山组以下的地层均为连续沉积，因此，在计算下油砂山组沉积末期各地层古埋深可不用考虑剥蚀的影响。求取地层压力的方法较多，如等效深度法、有效应力法、Phillipone 法和流体包裹体法等，考虑到本区的异常压力主要是由于欠压实作用引起的，采用地层压力计算模型为改进的 Phillipone 法（刘震等，1993）。该模型公式为：

$$p_f = \frac{\ln V_{int} - \ln V_{max}}{\ln V_f - \ln V_{max}} p_{ov} \qquad (2-15)$$

式中　p_f——地层压力；

V_f、V_{max}——常数，分别为地下流体和地层岩石骨架的速度值；

V_{int}——地史时期地层的速度值，可利用地层的古孔隙度，由时间平均方程（2－16）式求得；

p_{ov}——上覆负荷，与古埋深有关，可由（2－17）式求取。

$$\frac{1}{V_{int}} = \frac{1-\phi}{V_{max}} + \frac{\phi}{V_f} \qquad (2-16)$$

$$p_{ov} = \int_0^H g\rho(z)\,dz \qquad (2-17)$$

式中　$\rho(z)$——地层密度随深度变化关系；

H——计算点埋深值；

g——重力加速度。

用该模型对现今的地层压力进行计算，计算结果用现今实测的地层压力进行校正，计算结果分析如表 2－11 所示，与实测结果吻合较好。这表明该模型及其校正方法比较可靠，可用其进行古地层压力的计算。

表 2-11　柴西地区地层压力计算压力与实测压力对比分析表

井号	深度(m)	计算压力(MPa)	实测压力(MPa)	绝对误差(MPa)	相对误差(%)
跃芯 1	3486.8	64.770	59.63	5.140	8.620
跃芯 1	3434.6	61.087	57.59	3.497	6.072
跃芯 1	3368	56.996	58.97	-1.974	-3.347
跃芯 1	3317	54.258	52.52	1.738	3.310
跃芯 1	3406	59.258	59.04	0.218	0.370
跃芯 1	3310	53.914	50.57	3.344	6.613
跃 71	1057	11.395	11.909	-0.514	-4.316
跃 50	2125.6	19.750	21.36	-1.610	-7.537
跃 24	3614.7	58.863	51.1	7.763	15.193
跃 15	3750	69.389	61.55	7.839	12.736
跃 12	866.6	10.297	9.98	0.317	3.176
跃 12	1007.3	10.991	11.02	-0.029	-0.263
跃 12	1144.7	11.107	12.86	-1.753	-13.631
狮 25	4013.8	74.474	80.27	-5.796	-7.221
狮 23	3714	65.354	70.86	-5.506	-7.771
狮 23	3996.7	67.389	74.15	-6.761	-9.118
狮 23	4211	83.752	85.39	-1.638	-1.918
七东 1	2903.1	45.740	47.8	-2.060	-4.310
七东 1	2906.6	45.838	49	-3.162	-6.453
南参 2	1543.7	15.378	16	-0.622	-3.888
红 101	2717	38.894	41.09	-2.196	-5.345

(二)古地温的求取

在地质历史上地温是随盆地的演化而变化的,岩层遭受褶皱、剥蚀以及岩浆活动,往往造成古、今地温的很大差别,盆地形成越早,演化史越复杂,现今地温与古地温相差越大。因此,在地壳运动强烈的地区,用现今的地温梯度估计烃源岩中原始有机质的成熟度,研究原始盆地流体动力场是不可靠的,应该尽可能地恢复地史时期古地温场。

在石油地质研究中,测定地质历史过程中沉积岩经受最高温度的方法有很多,目前国外多借助于镜质组反射率、孢子的颜色、自生矿物、流体包裹体及磷灰石裂变径迹等,通过对比这些指标与已知温度梯度的关系,或者通过实验测定反应的动力学方程式来求得。

关于古近纪以来柴西地区的古地温,邱楠生等(2000)运用磷灰石裂变径迹和化学热动力学(Easy% R_o)方法对柴达木盆地古地温演化史作了详细的研究。本文古地温梯度数据主要来自于邱楠生等(1998)柴西地区古近纪以来地温梯度演化模拟结果(表 2-12),这样就可以利用古埋深、古地温梯度求取成藏期目的层位的古地温。

表 2-12　柴西地区中新世中期地温梯度演化模拟结果(据邱楠生等,1998)

井号	地温梯度(℃/100m)	模拟方法	井号	地温梯度(℃/100m)	模拟方法
红 10	2.93	AFTA	狮 27	2.8	Easy%R_o
建参 1	2.56	Easy%R_o	狮 30	2.91	Easy%R_o
切 1	2.6	Easy%R_o	跃 15	3.29	AFTA
砂 33	3.29	Easy%R_o	跃 45	3.35	AFTA
狮 20	2.65	Easy%R_o	跃 50	3.58	AFTA
狮 23	2.38	Easy%R_o	跃 58	3.58	AFTA

注:地表温度取 5℃并假定地史地表温度不变。

(三)温压系统剖面及平面分析方法

温压系统研究依据地温地压关系将地下划分为一个或多个不同的能量系统。利用所有采样点温度、压力数据做交会图,即为温压系统剖面图。该剖面图描绘了地层压力随地层温度变化的特征。一般情况下,沉积盆地具有两个或两个以上的温压系统,在每一个温压系统中,地温与地压保持直线关系,但在不同的温压系统中,地温与地压的直线斜率不同,其内部流体运聚方式和强度也不同。

地温—地压剖面关系只指示了整个地区纵向上的流体动力特征,但平面上油气运移方向对油气勘探十分重要,直接影响着勘探的方向。平面上分别采用压力系数和地温异常来描述温压系统的平面特征。

对于现今的温压分区界限取值,压力系数值取 0.95 ~ 1.2,地温异常值取 -4 ~ 4℃,这个界限值在准噶尔盆地(刘震等,2000a)、渤海湾盆地(肖焕钦,2003)应用效果都比较好,本研究也同样采用这个分区界限值。但是,古压力的校正是以现今地层压力的校正为基础的,所以很难取到非常适合于地史时期的古压力校正的参数,计算的古压力可能偏大或偏小,计算古地温时也是如此。为反映油气平面上的分布规律,还须选取合适的地温异常和压力系数分界值合理划分温压系统平面分区,分界值的选取要依据一定的原则:① 对于现今分区的划分一般取常用的分区界线值;② 分区的划分能正确反映各分区能量的相对强弱;③ 分区的划分能反映已知油气藏的分布规律;④ 分区的划分可有助于对未知探区进行合理的预测。基于此原则,柴西地区成藏期温压平面分区界线值如表 2-13 所示。

表 2-13　柴西地区中新世中期及现今温压系统平面分区界线值

参量		下油砂山组沉积末期	现今
压力系数	高压	1.35	1.2
	低压	1.1	0.95
地温异常(℃)	高温	6	4
	低温	-6	-4

二、成藏期古温压系统及古流体势场演化

柴西地区新生界的不整合主要表现为新生界和基底之间的不整合、下油砂山组和上油砂山组间的不整合以及狮子沟组和七个泉组间的不整合,因此古近纪以来柴西地区的构造运动

主要发生在白垩纪末新生代初、下油砂山组沉积末期和狮子沟组沉积末期(刘志宏等,2005)。中新世中期,柴西始新统下段的烃源岩进入生油高峰期,而主力烃源岩(始新统上段烃源岩)开始进入生油窗,具备为已形成圈闭的供烃能力;上新世末期,始新统下段的烃源岩进入高成熟阶段,主力烃源岩在此时期进入生油高峰阶段,至今仍在生油(刘震等,2004)。柴西地区储层流体包裹体均一化温度分析也表明该区存在两期主要油气充注历史(刘震等,2004):第一期为中新世中期,即下油砂山组沉积末期;第二期为上新世末期,即下油砂山组沉积末期。显然,柴西地区存在两个主要的成藏期,即中新世中期(下油砂山组沉积末期)和上新世末期(狮子沟组沉积末期)。狮子沟组沉积末期的喜马拉雅晚期运动是最强烈的一次构造运动,基本形成现今的构造格局,因此可以用现今的温压系统来描述该时期的温压系统。鉴于此,本文主要以中新世中期和现今的温压系统来讨论柴西南区温压系统和流体势场的演化特征及其与油气成藏的关系。

(一)下油砂山组沉积末期古温压系统及流体势场特征

1. 温压系统剖面特征

下油砂山组沉积末期柴西地区发育超压型复式温压系统,2600m ± 以上为一静压型温压系统,地层压力接近静水压力,温度压力成斜率相对较小直线型关系;2600m ± 以下为高压型温压系统,地层压力出现明显超压现象,温度压力成相对较高斜率的直线关系。但深浅两套系统温压直线斜率的差异并不大,说明此时上、下两套系统能量相差不大,流体垂向运移的强度亦不高(图 2 - 31)。

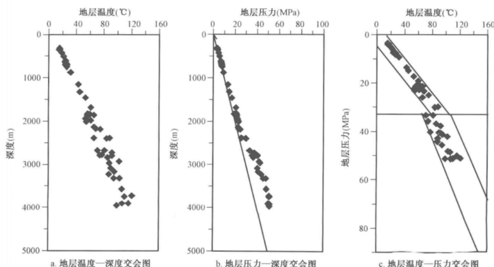


图 2 - 31 下油砂山组沉积末期地层温压系统剖面特征

2. 温压系统平面分区及流体势特征

1)下干柴沟组下段

中新世中期下干柴沟组下段处于下部高压型温压系统内,高压区主要位于研究区东北部和东南角,与此时期的沉积中心基本吻合,压力系数总体特征是东高西低。地温异常的变化则是北低南高,这种分布特点与此时期阿尔金山的抬升关系很大。该段除低温低压区外其他 8

种类型(即高温高压区、常温高压区、低温高压区、高温常压区、常温常压区、低温常压区、高温低压区和常温低压区)都有不同的程度的发育,高能量状态的高温高压区分布局限,只位于跃东南面和油砂山北面两狭窄地带。油气藏多分布在相对低能的分区内:高温常压、常温地压和低温常压(图2-32)。在流体势平面分布图上,下干柴沟组下段油藏多分布在势梯度较高(等势线较密集)的过渡地带及低势区内(图2-33)。

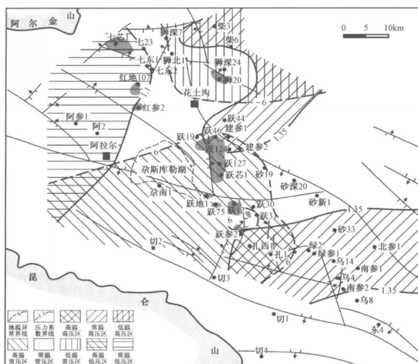


图2-32　下油砂山组沉积末期下干柴沟组下段温压系统平面分区图

2)上干柴沟组

下油砂山组沉积末期上柴组压力系数在平面上东高西低分布状况更加明显:高值区主要分布在狮子沟、花土沟、油砂山、尕斯库勒和乌南一线以东;而七个泉、红柳泉、跃进二号一带为常压区;这一带以西为低压区。地温异常高温区和低温区分布都收缩了许多,低温区位于狮子沟及其东北部,高温区主要位于尕斯库勒南部。上干柴沟组总体上以常温常压和常温高压区为主。常温常压区分布在狮子沟西部、尕斯库勒北部、跃东一线以西,七个泉、红柳泉、阿拉尔一线以东地区;常温高压区分布在咸水泉、狮子沟、油砂山乌南一带状区域内,尖顶山地区也为常温高压区;常温低压区主要分布在七个泉、红柳泉、阿拉尔一线以西。此时期开始形成的 N_1 油藏中七个泉、跃进二号跃东位于能量较低的常温常压区内,红柳泉位于能量最低的常温低压区内;而跃进一号南部位于高温高压区(图2-34)。油势的分布总体上呈东高西低的趋势,在狮子沟、油砂山、跃进一号、跃进二号、乌南一带呈南北高中间低的特征,这一线向西流体势逐渐降低。N_1 油藏多分布相对低势区内,油砂山跃进一号处于高值区与低值区的过渡地带上(2-35)。

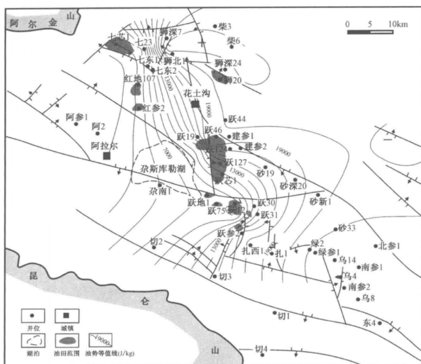


图 2-33 下油砂山组沉积末期下干柴沟组下段油势等值线图

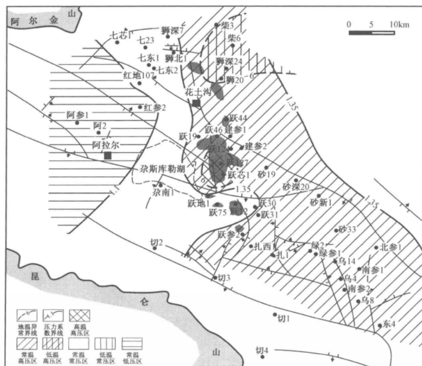


图 2-34 下油砂山组沉积末期上干柴沟组温压系统平面分区图

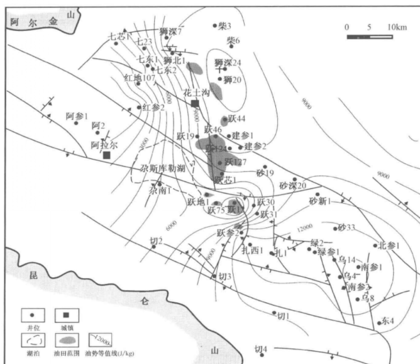


图 2-35　下油砂山组沉积末期上干柴沟组油势等值线图

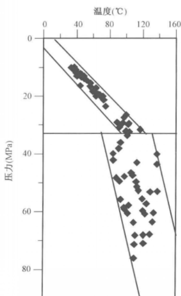


图 2-36　现今温压系统剖面特征

(二)现今温压系统特征

1. 温压系统剖面特征

现今柴西地区发育典型的高压型复式温压系统，温压关系在井深 2550m 左右发生突变，上部为静压型温压系统，下部为高压型温压系统。地层压力在分界处出现明显的超压，上下两套系统差异明显，温度压力成较大斜率的直线关系。与下油砂山组沉积末期相比，深浅两套温压系统能量差异较大，深部高压型温压系统内压力随温度变化较快，系统内部积蓄的能量较大，流体垂向运移动力较强(图 2-36)。

2. 温压系统平面分区及流体势特征

1)下干柴沟组下段

现今柴西南区下干柴沟组下段主要发育常压区和高压区，大部分地区为高压区所占，常压区只位于跃参2—砂新 1 一线东南，包括扎哈泉、乌南、绿草滩等地区。地温异常由南向北从高温、常温到低温呈明显的三分性。该组油气藏主要发育在低温高压区(如七个泉和狮子沟油藏)和常温高压区(如红柳泉、砂西、跃进一号和跃进二号油藏)(图 2-37)。高能区也

有油气藏分布，如狮子沟油藏，主要是封闭性较好的泥灰岩、碳酸岩盐溶孔裂缝型自生自储油气藏（李元奎，2001）。

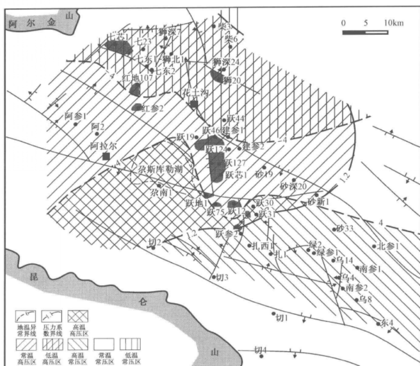


图2－37　现今下干柴沟组下段温压系统平面分区图

2）上干柴沟组

上干柴沟组平面主要发育高压区和常压区，低压区只位于狮北一狭小范围内。高压型分区覆盖面积相对较大，占据了狮子沟、油砂山、跃东和乌南以东广大地区。地温异常由东南向西北逐渐由高温区过渡到常温区和低温区。上干柴沟组油气藏主要发育在低温常压区（如狮子沟、花土沟油藏）、常压常温区（如油砂山、尕斯库勒油藏）以及高温常压区（如跃进二号油藏和开特米里克油藏）。另外低温高压区也有油藏发育（如咸水泉油藏）（图2－38）。

3）下油砂山组组

柴西下油砂山组压力系数都位于常压范围内，基本上是静水压力。地温异常表现为东南高西北低的特点：从跃东—砂19一线以东为高温区，阿拉尔—红柳泉—七个泉以西以北为低温区，中间为常温区。总体上下油砂山组呈现低能量特征，只划分出高温常压区、常温常压区和低温常压区，压力整体上为常压。油气主要分布在常压高温区（如绿草滩和乌南油藏）和常压常温区（如花土沟、跃进一号、油砂山和跃进二号西高点油藏）。常压低温区未发现油气藏（图2－39）。

三、温压系统及流体势场演化对柴西南区油气成藏的影响

1. 现今油气分布特征

对于柴西南区，上新世末期至今是该区油气成藏的关键时期，现今的地下流体动力场对现

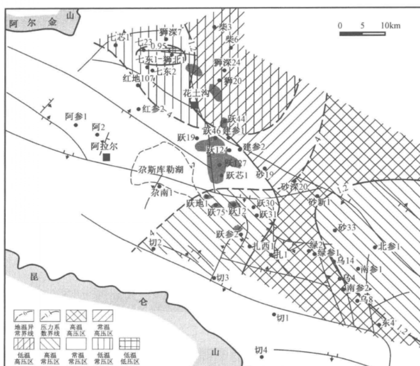


图 2-38　现今上干柴沟组温压系统平面分区图

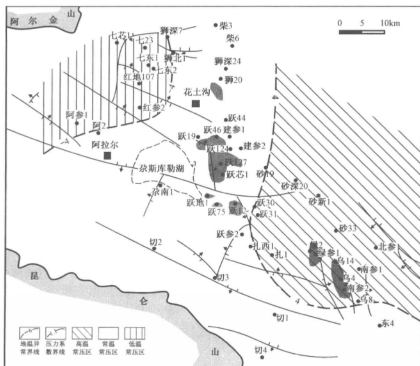


图 2-39　现今下油砂山组温压系统平面分区图

今的油气分布起着主要的控制作用。从现今垂向上的油气分布状况来看,位于上下两套温压系统分界附近的油气藏占有的储量最大,在下部高压型温压系统内部的油气储量次之,在上部静压型温压系统内部的油气储量最小(图 2－40)。这种分布特点主要由高压型复式温压系统的垂向动力特征决定的。高压型温压系统内部能量较高,上下两套温压系统间能量差大,油气垂向运聚动力充足。一方面,可在其内部封闭型较好的圈闭中聚集成藏;另一方面,构造运动造成在上下两套温压系统之间形成具有一定输导性能的断层,使油气可由下部高压型温压系统内运移至高压型温压系统边缘及上部静压型温压系统内部,这种现象在柴西油气成藏史中很常见:下油砂山组和上干柴沟组混源油藏除了接受来自上干柴沟组烃源岩的油气供应外都源于这部分的贡献(如跃进一号、跃进二号的下油砂山组和上干柴沟组油藏等)(段毅等,2004)。大部分次生油气藏都是在这种条件下形成的(如油砂山油藏等)(戴俊生,2000)。而在远离系统边缘上部静压型温压系统内,一般埋藏比较浅,而且系统内部能量较弱,运移距离受到很大限制,成藏规模较小。因此,柴西南区温压系统的纵向特征是造成目前油气垂向分布格局的动力学原因。

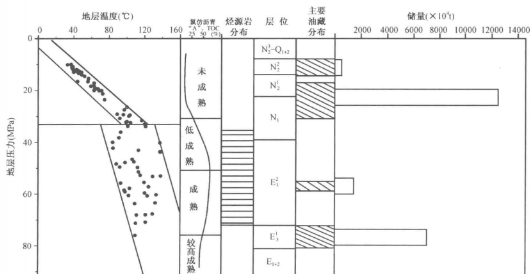


图 2－40　现今柴西南区温压系统垂向特征与油气分布关系

2. 温压系统流体势场演化与油气成藏

下油砂山组沉积末期,柴西地区古近系下干柴沟组下段烃源岩开始进入生排烃高峰期,但分布主要局限于英雄岭凹陷的西北端,邻近烃源岩处于相对低能区的跃进一号、砂西、跃进二号油气运移的指向区,可形成下干柴沟组下段原生油气藏。此时期,形成较大规模上干柴沟组油气藏的可能性不会很大。首先,与其紧邻的下干柴沟组上段烃源岩刚进入生油窗,有的还处于低成熟阶段,生烃量有限,不具备较大规模油气补给的条件。其次,此时期渐新统处于上部静压型温压系统内,从温压系统剖面特征来看,其与下部的高压型温压系统能量相差不大,缺少异常高流体压力。油气在垂向上主要在浮力作用下运移,通过活动逆断层运移的规模很小。总之,下油砂山组沉积末期是形成深层古近系原生油气藏的重要时期,形成上干柴沟组和下油砂山组油气藏的规模很小,油气二次运移以侧向运移为主,油气聚集在相对低能区或相对低

势区。

狮子沟组沉积末期至今，柴西南区发育高压型复式温压系统，上下两系统间能力差异较大，是柴西南区油气垂向运移的主要动力。此时期始新统下段的烃源岩进入高成熟阶段，主力烃源岩在此时期进入生油高峰阶段，至今仍在生油（刘震等，2004）。强烈的晚期喜马拉雅构造运动使柴西南区的生长断层活动加剧，成为沟通烃源岩与浅层上干柴沟组和上下油砂山组圈闭的重要通道，也使部分下干柴沟组下段储层侧向上与断层另一盘的下干柴沟组上段主力烃源岩沟通。另外也在浅层形成一些次要断层，使一部分浅层圈闭与烃源岩或深层圈闭相连通，形成部分浅层油气聚集。总的来说此时期是柴西南区深、浅层尤其是上干柴沟组和下油砂山组油气聚集的重要时期，沿同生逆断层的垂向运移是油气二次运移的主要方式。平面上，断层类油气藏主要发育在相对低能区（如低温常压区、常温常压区或高温常压区）或相对低势区及势梯度较大的过渡带内；古近系岩性类油气藏（包括岩性透镜体和灰岩溶孔裂缝型油藏）也可以发育在相对高能区（如高温高压区、常温高压区或低温高压区）或相对高势区。

第三章　油气充注动力学特征分析

勘探实践证实，沉积盆地的油气首先在烃源岩内生成，然后经初次运移后到输导层内再发生二次运移，最后在运移动力和阻力达到平衡的圈闭内聚集成藏。油气在地层空间中时刻保持着流动的趋势，其在地质历史中的状态、位置及其变化取决于当时作用于其受力之间的平衡关系。

与成藏动力学系统有关的研究最早始于地球动力学中的流体动力学研究。1909 年 Munu 提出油气运移的水力学理论，1954 年 Hubbert 提出流体势的概念，1983 年 Bahlberg 提出成藏动力学系统。20 世纪 80 年代以来，随着盆地分析定量化研究和盆地模拟技术的发展，盆地水动力数值模拟成为油气运移聚集的最主要研究手段。

成藏动力学目前在国内外均没有明确、统一的定义。田世澄等在“中国、东南亚湖相盆地油气勘探国际学术研讨会”上最早提出成藏动力学的概念，认为成藏动力学系统包括两个最基本的部分：一是成藏动力学条件；二是动力学过程和结果。褚庆忠等则称之为成藏动力系统，认为它是指具有统一油气运移和聚集动力源的地质单元，其核心是研究油气运移和聚集的动力条件。田世澄等于 1997 年又扩充了他们原来的概念，指出“成藏动力学系统是盆地内流体运移的一个客观存在的复杂天然系统，它包含了两个最基本的条件：一个是若干个成藏动力学的子系统；二是联系这些子系统的连通体系”。

第一节　油气初次运移充注动力学分析

一、地质模型及数学模型分析

岩性圈闭的成藏有其独特之处：仅依靠初次运移就可以成藏。因此初次运移研究对岩性油气藏显得尤为重要。初次运移是指油气在烃源岩内和排出烃源岩的运移，它是整个油气运移的源头，也是整个油气运移研究中难度最大的课题。这主要是由油气在烃源岩中的赋存状态所决定：细粒烃源岩的孔径主要属微毛细管孔隙，游离相的油气如何能克服亲水介质中的巨大毛细管阻力而排出；生成的油气首先要被干酪根（有机质）和黏土矿物本身所吸收和吸附，油气在克服这种吸着阻力后有多少能排出；此外还有油气分子与微孔的机械阻力等问题。所以油气怎样从烃源岩中排除、什么时候排出、能排除多少等问题一直困扰着石油地质工作者们。

（一）岩性圈闭成藏具有特殊性

岩性油气藏的烃类初次运移方向较为简单，在均一泥岩层系中，以向上运移为主；在砂、泥岩互层中，烃源岩中的油气向上、向下及向侧（主要是侧向）都有排出。此外，岩性油气藏由于其大多分布在构造运动较弱的部位，而且岩性油气藏的分布范围一般较小，一旦形成之后，一般不易受到后期构造的破坏，保存条件相对要优于构造油气藏。其优越性可以总结为以下四点。

1. 仅靠初次运移就可以成藏

陆相盆地地层沉积相带窄，油气运移距离短。长期继承性发育的凹陷，大都是生油区的核

部,生油层中往往沉积席状或透镜状储层,多发育岩性油气藏。因此,岩性圈闭一般与烃源岩层同期形成,并常常与烃源岩直接接触,油气以短距离运移为主,主要以孔隙或裂隙作为通道,在压实作用产生的压力差和浮力的作用下,油气经初次运移进入生油岩内砂岩体或邻接的砂岩体直接聚集成藏,并且大量事实证明了一般烃源岩中的砂岩透镜体往往都有油气聚集。因此,初次运移对岩性油气藏的成藏十分关键。

当然,强调初次运移并不否定二次运移对岩性圈闭油气成藏的作用。当与岩性圈闭相邻的烃源岩生烃能力十分有限时,主要是二次运移决定了该圈闭形成的油气藏的规模。

2. 剥蚀破坏程度弱

陆相湖盆中富油气凹陷一般发育多套受构造和沉积控制的生油层及多种类型的储层和圈闭,地层岩性圈闭分布广泛。生油凹陷内的岩性油气藏四周往往被生油岩所包围,多为自生自储的岩性油气藏。岩性油藏大多长期处于继承性沉降环境中,沉积过程中,剥蚀作用对该类油藏的破坏作用相对较小。

3. 断层破坏程度低

岩性油藏大多发育在构造活动较弱的部位,深大断裂不发育,即使发育一些小的断裂,其活动性也不强。此外,由于岩性圈闭一般分布范围较小,因此,断层对岩性油藏的影响很弱,比较容易保存下来。

4. 水动力破坏程度小

构造油藏在水动力较强时,油气可能被水冲走,油藏遭到破坏。而岩性油藏往往是独立的砂体,受水动力的破坏作用很小。加之,地层岩性圈闭中的渗流非均质性一般比较明显,水动力作用不会很强,故油气比较容易保存下来。

(二)岩性圈闭成藏地质模型及受力分析

动力是控制油气生成、运移、聚集的重要地质因素。Magoon(1988)提出包括压力和温度在内的物理作用是运移圈闭子系统的主要控制作用。刘震等(1997,2000,2005)将地温和地压作为统一的能量系统来研究,并将其用于地下流体动力场分析,分析温压对油气成藏的控制作用。对于岩性油气藏来说,其烃类初次运移方向较为简单,在均一泥岩层序中,以向上运移为主;在砂、泥岩互层中,烃源岩中的油气向上、向下及向侧(主要是侧向)都有排出。

1. 地质模型分析

油气经初次运移从烃源岩向储层中运移的过程实际上是动力克服阻力的过程。烃源岩层生成的油气,最初是呈分散状态存在于烃源岩层中的,要从烃源岩中运移出来,必须存在驱动力。此外油气从烃源岩向储层运移的途径主要有孔隙、微层理面和微裂缝。在未熟—低熟阶段,运移的途径主要是孔隙和微层理面;但是在成熟—过成熟阶段油气的运移途径主要是微裂缝(张厚福等,1999)。

导致烃源岩形成微裂缝的主要原因就是烃源岩内的流体压力(Snarsky,1962;Hubbert 和 Willis,1973;Momper,1978),并且这种微裂缝具有周期性开启和闭合的特点(Rouchet,1981;Ungerer 等,1983)。Snarsky(1962)认为当烃源岩内流体压力超过静水压力的 1.42 ~ 2.4 倍时,就会产生微裂隙。Momper(1978)认为在松软地层中流体压力只要达到上覆静岩压力的 80% 时,就能打开原有的近水平的脆弱面(例如层理、裂隙),并形成新的垂直微裂缝。Rouchet(1981)指出,当微裂隙周围介质的孔隙压力等于裂隙中的孔隙压力时,裂隙可长时间保持开启;当周围介质孔隙流体压力低于裂隙中的初始压力,这类裂隙会由于流体

渗流到周围的孔隙而迅速闭合。Ungerer 等(1983)的研究结果也表明,在微裂缝张开以后,原先封闭的流体就沿着裂缝排出,随后在上覆地层负荷作用下裂缝闭合,此后又建立新的高压,重复上述过程。

对于成熟的烃源岩,孔隙流体压力的增高导致烃源岩产生微裂缝,这些微裂缝与岩性圈闭的孔隙连接,则形成微裂缝孔隙系统。当烃源岩内的驱动力大于岩性圈闭内阻力时,油气水通过微裂缝—孔隙系统向圈闭内注入。本章所提出的岩性圈闭成藏力学数学模型就是基于这种烃源岩微裂隙排烃的理论基础上建立起来的。

2. 岩性圈闭油气临界注入及封闭状态下油柱受力分析

1)充注模型及受力分析

李明诚等(2004)认为驱使油气从烃源岩向储层运移的动力主要有正常压实产生的剩余压力,欠压实产生的异常高压力、构造应力、渗透压力、分子扩散力、毛细管力和浮力等,阻力包括分子附着力毛细管力及浮力。在本次研究中就油气在烃源岩边界临界注入储层的状态下,分析其受力状态(图 3-1)。

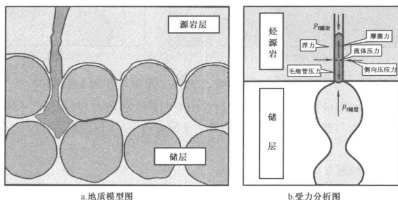


图 3-1　柴西南区岩性圈闭油气充注受力模式图(据刘震、梁全胜,2006,经修改)

如图 3-1 所示,当烃源岩在上,储层在下的情况下,油柱受到不同方向的力。在垂向上,向上的力,即动力包括烃源岩层地层压力和浮力;向下的力,即阻力包括储层地层压力、毛细管压力和摩擦力,其中摩擦力又可以分为表面摩擦力和内摩擦力(与前人所提出的固—液表面分子附着力和黏滞力相对应)。侧向上的力主要受到侧向压应力。

如果要保持烃源岩中的微裂缝长期开启,水平方向上侧向压应力和烃源岩层地层压力(即油柱孔隙流体压力)应相互平衡。如果油气要从烃源岩注入储层,垂向上动力应该大于阻力。

2)封闭模型及受力分析

与油气初次运移的过程相反,油气穿越盖层的过程是储层中的油气突破泥岩盖层的过程。油气的运移聚集与油气的运移散失是永远相对存在的两个作用,当油气聚集的强度大于运散作用时,油气藏会逐渐壮大。由于地壳总是处在不断的变动中,地下的温度、压力和应力等条件也随之而不断变化,因此油气的运聚和散失也不可能总是保持在一种动平衡的状态。对于岩性圈闭(尤其是砂岩透镜体)而言,随着地层温度和压力的变化当储层中油气充注到一定的程度,储层地层压力也会增大,泥岩盖层的薄弱带会发生破裂,油气会散失。

一般来讲,盖层都具有临界开启压力,一旦油气藏或烃源岩、储层内形成超压,压力异常大,超过了盖层的临界开启压力,盖层就会被突破,烃类大量散失(图3-2)。当油气散失到一定程度后油气藏或烃源岩、储层内的压力就会低于盖层的临界破裂压力,盖层重新起到封闭的作用。随着流体的不断充注,油气藏或烃源岩、储层内的压力再度上升,导致盖层的再度开启。这样的过程随着烃类的生成可能会重复发生数次,盖层的封盖作用也将是时断时续,为一个运聚动平衡的过程。

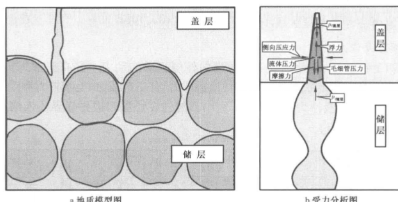


图3-2 柴西南区岩性油藏盖层封闭模式图(据刘震、梁全胜,2006)

储层封闭地质模型的建立思路与初次运移模型的建立思路有相似之处,即对比岩性圈闭储层中油气的驱动力与盖层中的阻力,当前者大于后者时,盖层被突破,当前者小于后者时,盖层有效。

(三)数学模型的建立

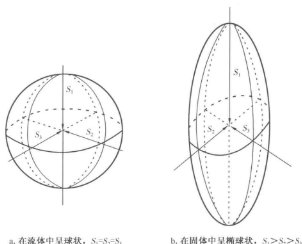
油气从烃源岩向储层运移的过程中承受了多个方向、不同性质的力。综合分析这些力是建立油气初次运移的基础。微裂缝内流体压力的大小是决定烃源岩中的油气是否可以持续注入岩性圈闭,或者说烃源岩内的微裂缝是否能够持续存在的关键。微裂缝内流体压力要大于或等于侧向压应力,油气才可能持续成藏。

通过前面的受力分析可知,下生上储情况下油柱在垂向上的动力包括烃源岩层地层压力,阻力包括储层地层压力、毛细管压力、浮力、表面摩擦力和内摩擦力(与前人所提出的固—液表面分子附着力和黏滞力相对应)。侧向上的力主要包括侧向压应力和油柱流体压力(等于烃源岩层地层压力)。刘震、梁全胜等(2006)对岩性圈闭初次运移过程中受力情况进行了深入研究。其计算结果显示,与浮力相比,对于10m油柱而言,内摩擦力远远小于浮力;对于油滴及微小油珠而言,在强亲水情况下,内摩擦力与浮力可以抵消,一旦形成油柱,与浮力相比,内摩擦力几乎可以忽略不计(相差10^{-6}数量级)。与毛细管压力相比,内摩擦力要小于毛细管压力(相差$10^{-4}\sim10^{-6}$数量级),与毛细管压力相比,内摩擦力也可以忽略不计。与此同时,毛细管力相对于烃源岩地层压力或储层地层压力,也相差10^{-3}数量级。因此,本文对内摩擦力和表面摩擦力并未考虑。在此基础上,对每个力作单项分析求解。

1. 烃源岩破裂压力的求取

烃源岩破裂时的力学模型可以用应力椭球体来计算。应力椭球体是由受力物体所给出的三个正交轴的方向和与三个方向相对应的主应力 S_1、S_2 和 S_3 来规定的,假定压应力都是正

的，则 S_1 是最大压应力，S_3 是最小压应力。在各向同性的固体中，任意一点所承受的应力在空间的分布是椭球状，而在液体中，应力椭球体在空间上呈典型的球状（图 3 - 3）。



a. 在流体中呈球状，$S_1=S_2=S_3$　　b. 在固体中呈椭球状，$S_1>S_2>S_3$

图 3 - 3　流体与固体中应力分布状况的差异（Rouchet，1981）

在沉积盆地中，不管构造上是稳定的还是正经受着构造变动，最大应力 S_1 应该是地压负荷，中间应力 S_2 和最小应力 S_3 应该是水平的。Ranalli（1975）指出地层埋深大于 500m 时沉积覆盖层平均水平应力开始小于上覆沉积物压力。根据弹性力学理论，最小压应力 S_3 与地压负荷 S_1 成正比，在弹性变形阶段二者的函数关系表示为：

$$S_3 = \frac{\nu}{1-\nu}S_1 \qquad (3-1)$$

式中 ν 是泊松比。泊松比的主要影响因素是岩性，如泥页岩的泊松比大约在 0.4 左右，灰岩的泊松比大约在 0.3 左右，砂岩的泊松比大约在 0.2 左右。在油井水力压裂过程中磅压的测量结果表明，侧向压应力 S_3 随深度的增加而增加。Poulet（1976）曾举过例子，在阿尔及利亚的某口油井中 1300m 深度时 $S_3=0.3S_1$；在美国俄克拉荷马的 12 口油井中，到 2500m 深度时 $S_3=0.6S_1$；而在阿尔及利亚的另一个油田的 3400m 深度的奥陶系地层中 $S_3=0.85S_1$。这说明两个问题：其一，侧向压应力 S_3 随深度的增加而增加，即侧向压应力 S_3 是上覆负荷的函数这一点是得到实践证明的；其二，侧向压应力 S_3 与上覆负荷之间不是一个简单的线性函数，究其原因包括两个方面：岩石泊松比受岩性影响，并且随深度变化而变化；侧向压应力受到区域性构造运动的影响。

Sesor（1965）指出抛开流变学问题，如果一条裂隙是由某种流体开启的，则孔隙中流体压力 p_f 必须超过侧向最小压应力与内聚力最弱处的岩石张力之和。Rouchet（1981）认为在没有支撑物（如方解石桥，不规则断面）的条件下要保持烃源岩内的微裂隙开口，则必须满足裂隙中流体压力与最小侧向张应力平衡（图 3 - 4），即：

$$p_f = S_3 \qquad (3-2)$$

上式是微裂隙存在基本条件。因此，对于成熟烃源岩而言，油气从烃源岩内注入储集层必须要满足下式：

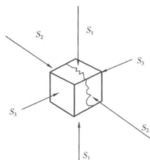


图 3-4 出现微裂隙时岩石受力分析图

$$p_f \geqslant \frac{\nu}{1-\nu}S_1 \quad (3-3)$$

上覆负荷 S_1 的求取方法有两种：一种是假设上覆岩层密度为常数，则上覆负荷可以表示为：

$$S_1 = \rho g H \quad (3-4)$$

式中 H——埋深；

ρ——上覆岩层平均密度。

另一种方法就是根据地层密度随深度的变化趋势，拟合函数，采用定积分的方式来求取上覆岩层负荷压力，公式如下：

$$S_1 = \int_0^H \rho(h) g \mathrm{d}h \quad (3-5)$$

将式(3-5)带入式(3-3)，得到油气能够从烃源岩注入储层时微裂缝内流体压力需要满足的计算式：

$$p_f \geqslant \frac{\nu}{1-\nu}S_1 = \frac{\nu}{1-\nu}\int_0^H \rho(h) g \mathrm{d}h \quad (3-6)$$

式中泊松比随岩性变化明显，国外有学者(Rouchet, 1981)将不同岩性的泊松比取常数。在侧向应力计算过程中将泊松比取常数是不合适的，因为泊松比随着埋深增大，上覆负荷的增大，也会发生变化。Castagna(1985)通过试验发现，对于油水饱和的岩性体，纵波速度和泊松比之间存在函数关系，利用声波曲线可以直接求取泊松比，而声波时差与地层孔隙度关系密切，因此，烃源岩破裂压力可以看成是孔隙度和深度的函数，即 $p_f = f(\phi_n, Z)$。

2. *储层地层压力的求取*

Phillippone(1979)提出的储层地层压力的预测公式为：

$$p_f = \frac{v_{max} - v_{int}}{v_{max} - v_{min}} p_{ov} \quad (3-7)$$

上式本身就是用来进行小层压力预测的，式中的 p_f 和 p_{ov} 为地层孔隙压力和上覆静岩压力；v_{int} 是地层中的层速度；v_{max} 和 v_{min} 为地层中的最大速度和最小速度，v_{max} 接近于在岩石刚性基质中的速度，v_{min} 接近于岩石孔隙度流体速度。v_{max} 和 v_{min} 与 v_{int} 相比，是两个常数。刘震(1997)指出，上述公式隐含了一个假设条件，实际上，Phillippone 公式仅在两个极端条件下成立，即：

(1)当 $v_{int} = v_{max}$ 时，岩石为致密层，无孔隙和孔隙流体存在，自然也不存在地层压力，按照 Phillippone 公式 $p_f = 0$，说明公式成立。

(2)当 $v_{int} = v_{min}$ 时，岩石为纯流体，无固体骨架存在，流体承担全部上覆负荷，此时按照按照 Phillippone 公式 $p_f = p_{ov}$，表明公式在这一点上成立。

这两点是极端条件。实际地层是介于这两种极端条件之间的，总含有一定的孔隙流体，如果按照 Phillippone 公式，实际计算地层压力时，只是用地层实际速度，在这两个极端条件下进行直线内插，这是不合适的。刘震经过研究后将 Phillippone 公式进行了修正，提出 Phillippone 修正式(或称刘震公式)：

$$p_f = \frac{\ln(v_{max}/v_{int})}{\ln(v_{max}/v_{min})} p_{ov} \tag{3-8}$$

经过修正的地层压力计算公式计算误差比以前降低了一半，提高了压力计算精度。从式(3－8)可以看出，储层地层压力的影响因素主要包括上覆负荷压力、层速度、基质速度和流体速度。上覆负荷可以由式(3－5)计算得到，基质速度和流体速度取常数。

式(3－8)中，v_{int}可以由时间平均方程$\frac{1}{v_{int}} = \frac{\phi}{v_f} + \frac{1-\phi}{v_m}$求取，而$p_{ov}$则可由$p_{ov} = \int_0^H g\rho(z)\mathrm{d}z$关系式求取，这样，储层地层压力也可以看成是储层孔隙度和埋藏深度的函数，即：$p_f = f'(\phi_s, Z)$。

3. 浮力的求取

石油和天然气的密度都要比水小，因此游离相的油气在水中存在浮力，浮力的大小与油气密度和体积有关。以油相为例，浮力的计算公式如下：

$$f_{浮力} = Ah\Delta\rho g \tag{3-9}$$

式中 A——油柱面积；

h——油柱高度；

$\Delta\rho$——油水密度差。

如果把浮力作用于单位面积油柱，则浮力表达式为：

$$f_{浮力} = \Delta\rho g h = f(h) \tag{3-10}$$

式中油水密度差 $\Delta\rho$ 和油柱高度 h 是主要的影响因素，其中油柱高度是随机的，假如是油滴，浮力将十分小，一般油柱高度取 10m 左右规模已经算比较大了。油水密度差可以用常数代替，但是原油密度随着烃源岩深度的增加而变小，相应的油水密度差也会增大。

4. 毛细管压力的求取

油气层是由无数个微小的毛细管连接组成，这些毛细管纵横交错，四通八达。当一种流体驱替另一种流体时，在两相界面上会产生压力跳跃，它的大小取决于分界面的弯曲度(曲率)，这个压力跳跃就称为毛细管压力，用 p_c 表示。毛细管压力与液体性质和曲率之间的关系可以用拉普拉斯方程表示：

$$p_c = \delta\left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}\right) \tag{3-11}$$

式中 R_1、R_2——分界面曲率的主半径(与孔隙半径相关)；

δ——表面张力。

当界面为半球形时，$R_1 = R_2 = R$，则拉普拉斯方程变为：

$$p_c = \frac{2\delta}{R} \tag{3-12}$$

当两种流体在毛细管中时，$R = r/\cos\theta$(图 3－5)，则式(3－13)又变为：

$$p_c = \frac{2\delta}{r}\cos\theta \tag{3-13}$$

式中 r 为喉道半径，这就是常见的毛细管压力计算公式。在地下储层中孔隙半径是随机的，无规律可循，但是通过压汞资料总能找到喉道半径与孔隙度和渗透率之间千丝万缕的关系，最终

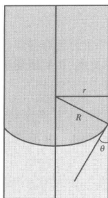


图 3－5　毛细管压力示意图
（据沈平平，2000）

将毛细管压力近似表示为孔隙度的函数。

毛细管压力的性质比较特殊，在油气运移过程中，既可以作为动力，也可以作为阻力。罗蛰潭（1986）将单位高度油柱在喉道中与孔隙中的毛细管压力之间的差称为净毛细管压力梯度，它的大小及方向决定毛细管压力对油气运移所起的作用。刘震、梁全胜（2006）对油气充注时所处的受力情况进行了分析，认为存在三种临界状态：① 油气尚未进入储层、矿物表面为水润湿，且微裂缝发育均匀；② 油气尚未进入储层，矿物表面为水润湿，但微裂缝处于生长阶段，向储层阶段裂缝比较窄；③ 油气已经部分进入储层，矿物表面为水润湿，储层孔隙与烃源岩微裂缝的规模之间存在较大差异。然后分别讨论了此三种临近状态下毛细管压力的作用。结果显示处于状态①时毛细管力既不能作为动力也不能作为阻力；处于状态②时毛细管压力是油气运移的阻力，但是随着微裂缝的发育，毛细管压力的阻力作用会越来越弱，最终对油气运移不起作用；处于状态③时毛细管压力已经不再起阻力作用，而是作为一种动力推动油气充注。

根据国内外学者的研究（卡加霍夫，1956；Berg，1975；张博全，1988），油水界面张力在30～35dyn/cm之间；油水界面接触角比较随机；孔隙半径与喉道半径之间的数量级差在10^2以上。根据现场压汞资料，真实储层的平均孔隙半径（不是喉道半径）大多小于0.02mm，而烃源岩或盖层的孔隙半径更小，大多小于0.0002mm（张博全，1989）。因此，在研究毛细管压力对油气充注的作用时一定要谨慎，不同情况所起作用不同。

二、柴西南区深层岩性圈闭油气充注动力学特征定量分析

超压是油气运聚的一种重要动力来源，它可使封隔层与围岩产生裂缝或其他形式的运移通道，对导通烃源岩与运移通道系统、促进运移、形成油气聚集都非常有利；在压实流盆地中，异常高压形成的流体势能更是驱动油气区域性侧向运移的动力学机制。柴达木盆地古近系自上油砂山组沉积末期（N_2^1末期）开始发育超压并保存至今，其成藏条件良好。

（一）柴西南区地层压力总体特征

1. 柴西南区古近系广泛发育超压

刘震、李鹤永（2005）对柴西南区地层压力进行了深入研究。研究表明，柴西南区地层压力在2550m左右开始发育异常高压（图3－6），压力系数最大可达2.16。从异常高压起始发育的深度上来看，依据现有所有测点数据，异常压力出现深度都在2500m以下，实际出现深度可能因不同地区有所差别。其中生烃凹陷狮子沟地区异常高压的压力系数普遍较高，根据泥岩压实曲线，狮子沟沉积中心地区在2000m左右就开始出现较强烈欠压实，因此可推断狮子沟地区异常压力出现深度在2000m左右。研究区在N_1地层底或E_3^2地层均已进入异常高压段。

超压一直以来都是大家关注的热点问题。Peter与Magara等认为超压体系可构成各种级别的封存箱，其边界由封隔层形成，控制着系统内的油气运移与聚集。在超压体系内，由于孔隙排液不畅，流体压力增大，导致压力封存箱中泥岩内孔隙水通过粒间孔隙渗流极少，更多的是通过流体压裂面排液，这样随着流体压裂面的幕式开启和封闭，导致超压体系内流体的幕式

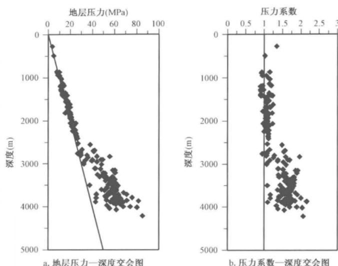


图 3－6　柴西南区地层压力剖面特征

释放，相应地出现幕式压实过程。Hunt 与 Roberts 也认为超压体系中的流体在盆地演化期间都是间歇性地向上覆地层排液，这种排液作用的主要通道是水力破裂面或流体压裂面，而这种流体压裂形成的微裂缝多为高的孔隙压力所致。

2. 柴西南区岩性油藏封闭条件好

自 20 世纪 70 年代"流体压力封存箱"的概念提出以来，地层压力与油气运聚关系的研究受到国内外的普遍重视。大量研究表明，地层压力变化与油气运移、聚集及分布有密切的关系。柴西南区岩性油藏较为特殊，导致动力和阻力在其成藏过程中也有独特的特点。

对于自生自储和上生下储的岩性油藏来说，其油气具有持续的生排阶段和保存阶段。这是由这一类型岩性油藏的受力特征决定的。对于上生下储和自生自储型油藏而言，上覆大套泥质沉积段同时作为烃源岩层和盖层。在油气生成和充注期间，作为烃源岩层的泥质岩段要能排烃到下伏的储层中，必须要求排烃动力大于阻力(图 3－1)。通常情况下，浮力是作为成藏动力，但对上生下储和自生自储型油藏而言，浮力是成藏过程中的阻力。因此，动力大于阻力也就是要求泥质岩段的地层压力大于下伏砂岩储层的地层压力与毛细管力和浮力之和，此时数学模型表达式如下：

$$p_{f源岩} > p_{f储层} + f + p_c \quad (3-14)$$

式中　$p_{f源岩}$——上覆泥岩地层压力；

$p_{f储层}$——下伏砂岩储层地层压力；

f——油柱的浮力；

p_c——盖层破裂时的毛细管压力。

油气突破阻力进入砂岩储层中后，进入保存期。此时作为烃源岩的泥岩层段成为盖层。这一期间要求盖层阻力大于储层动力，即泥质岩段的地层压力与毛细管力之和大于下伏砂岩储层的地层压力与浮力之和，此时数学模型表达式如下：

$$p_{f盖层} > p_{f储层} + f + p_c \quad (3-15)$$

式中 $p_{f盖层}$——上覆泥岩地层压力，与式(3-14)中的$p_{f源岩}$相等；

$p_{f储层}$——下伏砂岩储层地层压力，与式(3-14)中的$p_{f储层}$相等；

f——浮力，与式(3-14)中的f相等；

p_c——盖层破裂时的毛细管压力。

这与之前的油气生成时期要求上覆泥岩地层压力大于砂岩储层地层压力基本相似，所不同的是：毛细管力从储层毛细管力变成了泥岩毛细管力，大小稍有改变；浮力变换了角色，从充注时的阻力变成了封盖时的动力，但大小并未改变，除此之外所有受力情况一致，大小也是一致的。

由此可见，上生下储和自生自储型油藏油气充注和保存对上覆泥岩段和下覆砂岩段的地层压力要求基本上是一致的。也就是说，这类岩性油藏一旦形成，就能持续充注和保存。因此，柴西南区古近系岩性油藏具有良好的封闭条件。

（二）柴西南区岩性圈闭充注动力学模型应用

基于上述分析，本次研究仅考虑研究区油气充注时的动力学特征，按照之前推导的公式，逐项求取系数，对研究区岩性圈闭充注时成藏动力及阻力进行了定量分析。

1. 油气充注动力的求取

本地区岩性圈闭成藏动力为烃源岩地层破裂时的流体压力，按照式(3-6)，需分别求出泊松比与孔隙度的关系式以及密度与深度的关系式。

泊松比随岩性变化明显，Castagna(1985)通过试验发现，对于油水饱和的岩性体，纵波速度和泊松比之间存在函数关系，利用声波曲线可以直接求取泊松比。该公式可表示如下：

$$\nu = -0.00009v_p + 0.64 \qquad (3-16)$$

柴西南区泥岩密度随深度变化关系相对比较平稳(图3-7)，正常压实段声波速度与深度有以下关系(图3-8)：

$$v_p = 1834.8e^{0.0003Z} + 0.64 \qquad (3-17)$$

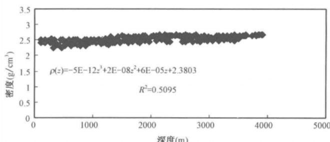


图3-7 柴西南区泥岩密度随深度变化曲线

根据以上关系式，得到动力表达式为：

$$p_f = f(H,\phi) = \frac{2.88\phi_n + 6}{1.62\phi_n + 144}g(-1.25\times10^{-12}H^4 + 6.67\times10^{-9}H^3 + 3\times10^{-5}H^2 + 2.3803\times H) \qquad (3-18)$$

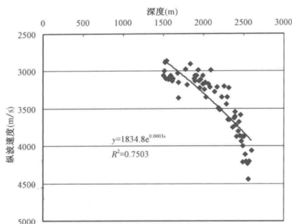


图 3－8　红柳泉地区地层纵波速度与深度关系图

2. 油气充注阻力的求取

本地区的油气初次运移中受到的阻力主要有：下覆储层地层压力、浮力、毛细管力。内摩擦力和表面摩擦力因相对于毛细管力而言相差甚远，所以不加以考虑。

1）储层地层压力的求取

按照式（3－8），对其中红柳泉地区基质速度 v_{max} 取 5555.56m/s（声波时差取 180μs/m），流体速度 v_{min} 取 1612.90m/s（声波时差取 620μs/m）。v_{int} 可以表示为孔隙度的函数。在此基础上，储层地层压力可以换算成为孔隙度和地层埋深的函数：

$$p_f = 0.01212\ln(0.03\phi_s + 1)$$

$$(-1.25 \times 10^{-12}H^4 + 6.67 \times 10^{-9}H^3 + 3 \times 10^{-5}H^2 + 2.3803H) \qquad (3-19)$$

求出储层地层压力后，利用实测储层地层压力对其进行校正，校正图版如图 3－9。由于泥岩层未获得实测压力，因此应将此校正图版应用于泥岩地层压力的求取过程中。

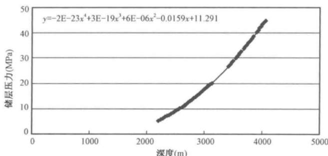


图 3－9　柴西南地区计算地层压力校正图版

2）浮力的求取

根据式（3－10），求出油水密度差，按照 10m 油柱的假设，以 MPa 为单位，浮力最大值为：

$$f_{浮力} = (1.05 - 0.85) \times 0.0098 \times 10 = 0.0196 \quad (3-20)$$

3)毛细管力的求取

根据统计的孔喉半径值以及孔隙度值(表3-1),拟合出了它们之间的关系(图3-10):

$$r = 0.0594e^{0.3214\phi} \quad (3-21)$$

表3-1 红柳泉地区 E_3^1 储层压汞曲线特征参数表(据青海油田勘探开发研究院,2005)

井位	样号	孔隙度(%)	渗透率(mD)	平均孔喉半径(μm)	最大孔喉半径(μm)	中值压力(MPa)	排驱压力(MPa)	中值半径(μm)	退汞效率
红20	16	3.20	0.83	0.18	0.28	6.00	2.62		
红20	22	3.10	1.26	0.23	0.44	4.64	1.68		
红102	39	6.60	0.21	0.16	0.28	6.70	2.61		
红107	42	4.00	1.00	0.24	0.28	4.29	2.61		
红110	5	10.95	2.52	1.73	5.00	3.53	0.15	0.21	41.18
红110	8	10.01	0.43	0.25	0.75	10.07	1.00	0.07	35.52
红110	12	12.27	1.58	0.80	1.67	1.78	0.45	0.42	39.85
红110	14	14.98	37.29	3.59	7.50	0.28	0.10	2.73	45.14
红110	22	13.13	4.49	1.42	3.00	0.94	0.25	0.80	41.41
红110	24	15.68	38.12	3.54	7.50	0.27	0.10	2.77	43.62
红110	28	11.45	4.59	2.63	7.50	2.39	0.10	0.31	42.75
红110	33	15.60	31.51	2.85	7.50	0.26	0.10	2.85	47.30
红110	36	14.89	41.54	3.91	7.50	0.26	0.10	2.94	53.06
红110	37	15.43	51.93	4.02	7.50	0.21	0.10	3.63	47.48
红110	40	13.29	35.80	8.45	16.67	0.17	0.05	4.40	30.19
红110	50	15.15	58.31	3.97	7.50	0.19	0.10	3.87	42.46
红110	54	15.24	1.95	3.56	7.50	0.25	0.10	3.05	47.62
红110	60	10.79	14.76	3.68	7.50	0.32	0.10	2.34	45.44
红110	64	7.65	4.18	3.41	7.50	0.77	0.10	0.97	46.32
红110	98	10.01	0.43	0.14	0.38	8.27	2.00	0.09	30.21
红112	3	6.14	0.42	0.10	0.25	24.50	3.00	0.03	29.26
红112	7	5.39	0.42	0.07	0.25	27.71	3.00	0.03	26.24
红112	11	6.62	0.49	0.19	0.38	6.45	2.00	0.12	30.83
红112	12	5.12	0.45	0.14	0.25	10.42	3.00	0.07	26.18
红113	40	6.34	0.44	0.19	0.38	6.38	2.00	0.12	22.81
红113	47	8.40	0.42	0.33	0.50	3.67	1.50	0.20	26.73
红113	52	9.46	0.43	0.45	0.75	2.30	1.00	0.33	35.88

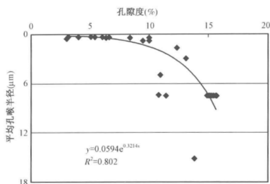


图 3-10　红柳泉地区最大孔喉半径与孔隙度关系图

取 $\delta = 30\text{dyn/cm} = 0.003\text{dyn}/\mu\text{m}$，$\theta = 45°$，将式（3-21）代入式（3-13），得毛细管力的求取公式为：

$$p_c = \frac{2\delta}{r}\cos\theta = 0.0042/(0.0594e^{0.3214\phi}) \qquad (3-22)$$

根据推导出来的式（3-18）、式（3-19）、式（3-20）和式（3-22），定量计算出柴西南区单井成藏动力，并将动力和阻力在深度域中作图（图 3-11 和图 3-12）。结果显示，柴西南区古近系地层中成藏动力大于成藏阻力，该层段岩性油藏具有良好的油气充注动力条件。

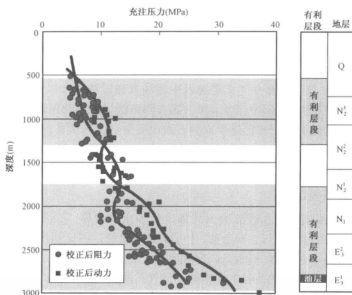


图 3-11　红柳泉地区红 110 井深度域范围内油气充注动力和阻力关系图

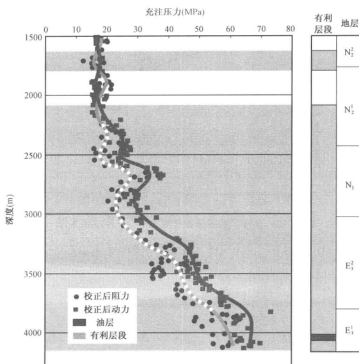


图 3－12 红柳泉地区红 30 井深度域范围内油气充注动力和阻力关系图

第二节 油气二次运移充注动力学分析

油气在三维空间内时刻保持着流动的趋势，其在地质历史时期的赋存状态，位置取决于其受力之间的平衡关系。沉积盆地中生于烃源岩中的油气通过初次和二次运移，最后在运移的动力和阻力达到平衡状态的圈闭中保存下来。随着隐蔽油气藏的勘探目标日益增多和勘探条件的日益复杂，定量的动力学研究已逐步成为石油地质学研究的重要方向。然而，在石油和天然气地质学领域中，恰恰是在最能反映油气作为流体矿产的本质特征、也是最能体现动力学研究内容和方法的运移、聚集和散失等方面研究得最少，所积累的认识也最不确定。

一、油气充注地质模型

初次运移是指生成的油气在烃源岩内和排出烃源岩的运移，它是整个油气运移的源头。实际上只有排出的油气才能进行二次运移，才可能聚集成藏。可见初次运移在整个油气运移研究中是最基础、最重要的内容，但也是研究难度最大的课题。这主要是由油气在烃源岩中的赋存状态所决定：细粒烃源岩的孔径主要属微毛细管孔隙，游离相的油气如何能克服亲水介质中的巨大毛细管阻力而排出；生成的油气首先要被干酪根（有机质）和黏土矿物本身所吸收和吸附，油气在克服这种吸着阻力后有多少能排出；此外还有油气分子与微孔的机械阻力等问题。所以油气怎样从烃源岩中排出、什么时候排出、能排出多少等问题一直困扰着石油地质工作者们。这些问题如果单从静态条件去分析，那么初次运移确实很难理解。但任何地质作用

都处在一个动态的过程中，如温度、压力随埋深的变化，岩石组构随埋深发生各种成岩的变化。这些变化为油气提供异常压力去克服各种阻力，岩石可以形成微裂隙为油气的排出提供通道；油气的大量生成可以在干酪根网络中形成亲油通道，油气可不受毛细管阻力较顺利地排出；也可以在连通孔隙中形成一定的油体，当达到双相运移的临界饱和度，在外力作用下与水一起排出。

王尚文等(1983)研究认为油气在运聚过程中受到的主要动力有流体压力、浮力(或重力)、构造应力、毛细管力和热力等。柳广弟等(2000)把综合考虑了应力场、温度场和压力场的流体势场称为"成藏动力场"。罗晓容(2001)认为具高异常压力的烃源岩内压力的释放过程就是油气运移的有利动力学条件产生的过程。李明诚(2004)在《石油与天然气运移》一书中认为油气初次运移的动力有：正常压实产生的剩余压力、欠压实产生的异常压力、构造应力、渗透作用和毛细管压力，油气初次运移的阻力有：分子间的吸着力、毛细管阻力和油气的浮力。

根据乌南—绿草滩地区近直立断层输导的特点，在垂向上，向上的力即动力包括断裂带地层压力、浮力；向下的力即阻力包括储层地层压力、毛细管力、摩擦力。侧向上的力主要为流体压力和围岩侧向压应力。刘震、梁全胜等(2006)对岩性圈闭初次运移过程中受力情况进行了深入研究。其计算结果显示，与浮力相比，对于10m油柱而言，内摩擦力远远小于浮力；对于油滴及微小油珠而言，在强亲水情况下，内摩擦力与浮力可以抵消，一旦形成油柱，与浮力相比，内摩擦力几乎可以忽略不计(相差10^{-6}数量级)。与毛细管压力相比，内摩擦力要小于毛细管压力(相差$10^{-4}\sim10^{-6}$数量级)，与毛细管压力相比，内摩擦力也可以忽略不计。

对于下生上储型油藏及以断层为通道的特点，油气充注的动力主要有断裂带地层压力和浮力，油气充注的阻力主要有储层的地层压力和毛细管力。油气能够充注的数学模型为：

$$p_{f断层} + F \geqslant p_{f储} + p_{c储} \tag{3-23}$$

式中 $p_{f断层}$——断裂带地层压力；

$p_{f储}$——砂岩储层地层压力；

$p_{c储}$——砂岩储层毛细管力；

F——油柱的浮力。

二、柴西南区中浅层岩性圈闭油气充注动力学特征定量分析

油气从烃源岩充注到储层就是油气本身所附有的动力克服阻力的一个过程。乌南—绿草滩地区油气充注的动力为断裂带地层压力和浮力，阻力为储层地层压力和毛细管力。

(一)油气充注动力的求取

由于断裂直接与烃源岩沟通，烃源岩中的地层压力能够迅速传递到断层中，所以断裂带中的地层压力可以认为与烃源岩层的地层压力相等。因此乌南—绿草滩地区断裂带中的地层压力可以用下伏下干柴沟组上段(E_3^2)地层中的平均地层压力来表示。

1. 断层地层压力的求取

与初次运移相同，可利用式(3-8)求取断层地层压力。通过拟合声波时差与孔隙度的关系，得出乌南—绿草滩地区 $v_{max}=5633.8m/s$，$v_{int}=1273.9m/s$。

乌南—绿草滩地区烃源岩层段下干柴沟组上段(E_3^2)地层压力求取步骤如下：先读取乌南—绿草滩地区的下干柴沟组上段(E_3^2)厚层泥岩层段声波时差的平台值，然后根据声波时差值求取相应泥岩层的地层速度，最后将地层速度和深度代入式(3-7)可求得相应泥岩层的地

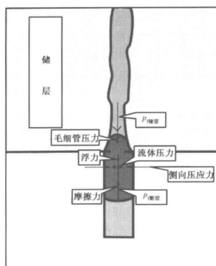


图 3-13 柴西南区岩性圈闭油气充注受力模式图
（据刘震、梁全胜，2006，经修改）

层压力，求取不同深度段地层压力的平均值即为下干柴沟组上段（E_3^2）的地层压力。

根据上述方法，读取乌南—绿草滩地区绿参 1 井的下干柴沟组上段（E_3^2）厚层泥岩段的声波时差如表 3-2 所示，然后求取相应层段的地层压力，最后求得绿参 1 井下干柴沟组上段（E_3^2）泥岩层的平均地层压力为 28.1MPa。

表 3-2 乌南—绿草滩地区绿参 1 井声波时差和地层压力数据表

深度(m)	声波时差(m/s)	地层压力(MPa)
3462	214	18.34046149
3514	215	19.05759992
3730	218	21.6434219
3812	227	26.00680597
3893	224	25.32619345
3951	228	27.45764
4070	242	34.11940695
4166	252	38.81444415
4581	250	42.22366897

2. 浮力的求取

与初次运移相同，浮力可利用式（3-10）求取。油气水随着地层埋深的增加，其密度是变化的，从图 3-14 可以看出，地层水随着深度的增加密度是变大的，从图 3-15 得出油的密度也是增加的。但是其变化的梯度不同，因而油水密度差随着深度的增加也是变化的。其变化关系式为：

$$\Delta\rho = 0.000009h + 0.1857 \quad (3-24)$$

式中 h 为地层埋深。结合式（3-10）得出，F 是关于 h 的函数。

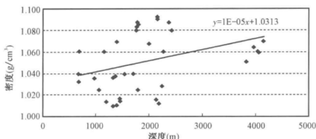


图 3－14　乌南—绿草滩地区地层水密度与深度的关系

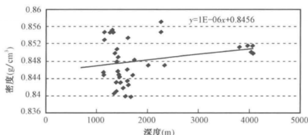


图 3－15　乌南—绿草滩地区原油密度与深度的关系

(二)油气充注阻力的求取

油气运移是动力克服阻力的过程,当烃源岩在下面,储层在上面,油气初次运移的阻力有储层地层压力和毛细管力。

1. 储层地层压力的求取

储层的地层压力计算用式(3－8)计算。

2. 毛细管力的求取

李明诚(2004)认为毛细管力既可以作为油气运移的动力,也可以作为油气运移的阻力,在地下亲水介质的多项流动中,毛细管压力对烃类的运移一般都表现为阻力,但有两种情况也可以作为油气运移的动力:一是在烃源岩与运载层接触的界面上,由于烃源岩一般是较细粒的沉积、孔喉比较小,而运载层一般是较粗粒的沉积、孔喉相对较大;二是在亲水烃源岩内部,由于孔喉两端毛细管曲率半径不同所产生的毛细管压力也不同,孔喉一端的毛细管压力大于孔隙一端,两者之差指向孔隙。

毛细管压力的大小取决于两种流体间的界面张力、毛细管半径和介质的润湿性,可用式(3－13)求取。据统计,乌南—绿草滩地区最大孔喉半径与孔隙度为指数关系为(图 3－16):

$$r = 0.0179e^{0.3014x} \tag{3-25}$$

式中　x——孔隙度,%。

取 $\delta = 30\text{dyn/cm} = 0.003\text{dyn}/\mu\text{m}$,润湿角 $\theta = 45°$,将式(3－13)转化为下式:

$$p_c = 43.275 \times 10^3/(0.0179e^{0.3014x}) \tag{3-26}$$

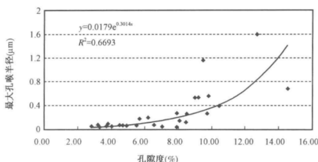


图 3-16　乌南—绿草滩地区孔隙度与最大孔喉半径关系图

(三)油气充注模型在乌南—绿草滩地区的应用

根据式(3-8)和式(3-10)求取单井油气充注的动力,根据式(3-8)和式(3-26)求取单井油气充注的阻力,然后分析油气充注的动力与阻力的关系,当动力大于阻力时,该段为油气充注的有利层段,当动力小于阻力时,该层段为油气的有利遮挡,可作为油气封闭的有利盖层。

绿6井现今油气充注动力大于阻力的有利层段为一段(图3-17),从上油砂山组下部(N_2^2)—下油砂山组(N_2^1),在该有利层段的上部分,动力与阻力的差值较大,到该层段的下部分,动力与阻力的差值变小,说明上部分动力强劲,从试油上看,油层出现在上部分,与试油结果有较好的吻合。

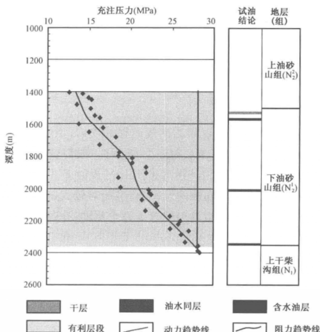


图 3-17　绿6井现今充注动力与阻力关系

乌 15 井现今油气充注动力大于阻力的有利层段为一段(图 3-18),从上油砂山组下部(N_2^2)—上干柴沟组上部(N_1),在该有利层段的上部分,动力与阻力的差值较大,到该层段的下部分,动力与阻力的差值变小,说明上部分动力强劲,从试油上看,油层出现在上部分,与试油结果有较好的吻合。

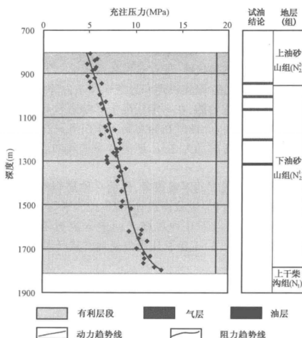


图 3-18 乌 15 井现今充注动力与阻力关系

现今低部位绿草滩地区从上油砂山组下部(N_2^2)—下油砂山组(N_2^1)都为有利层段,高部位乌南地区上油砂山组下部(N_2^2)—上干柴沟组上部(N_1)为有利层段。

第四章　岩性油气藏形成模式及分布特征对比分析

油气成藏机理是油气在运移聚集过程中的运移动力、运移通道、运移模式、运聚时间和运聚过程、聚集规律等方面的微观机制和宏观特征的总和。

近年来在油气成藏机理的研究中，对隐蔽油气藏的形成条件和成藏主控因素等成藏机理研究还有待深入，如在成藏动力、运聚规律、保存条件和成藏模式等方面的认识还不够深入，这涉及到隐蔽圈闭成藏动力、运移通道、聚集机理和封盖保存条件等多个方面内容。对于地层岩性圈闭来说能否捕集油气是至关重要的，在一定程度上影响着油气资源分布和油气藏预测的准确性，制约着盆地油气勘探的进程。油气在异常高压作用下具有进入岩性圈闭储层的能力，但不一定能形成岩性油气藏。除考虑动力之外，还应考虑油气向岩性圈闭运移过程中受到的阻力（来自储层孔隙及吼道）。

影响和控制形成地层岩性油气藏的因素很多，目前在地层岩性圈闭的油气运聚成藏机理认识上不统一，在成藏动力、成藏过程、成藏模式、成藏主控因素等方面存在较大争议。其中成藏动力是争论的焦点之一，基本有以下几种观点：(1)差异突破压力是透镜体成藏的根本动力；(2)剩余围岩压力是主要动力；(3)毛细管压力促使油气从烃源岩进入大孔隙的储集岩中；(4)未知重力运动使油气聚集成藏。

本章重点探讨了柴西南地区成藏动力特征与东部断陷盆地的异同，在此基础上总结出岩性圈闭成藏模式的差异，指出岩性油气藏分布特征的差异。

第一节　岩性油气藏形成模式对比分析

成藏模式是对油气藏形成和赋存规律的高度概括，也是对油气藏形成机制和保存作用的科学解释。油气成藏模式的正确构建是隐蔽油气藏勘探能否成功的关键，对加快隐蔽油气藏的勘探起着举足轻重的作用。东部断陷盆地现有三种成藏模式，对比发现柴西南区的岩性油藏成藏也遵循这三种模式。

一、隐蔽圈闭成藏的四元主控因素

由于隐蔽油气藏形成机理和分布规律复杂，勘探难度大、技术要求高，勘探上具有高难度和高风险的特点，该类油气藏的形成机理研究一直是国内外石油地质家研究的重要内容。在勘探实践中利用各种技术手段发现隐蔽圈闭以后，圈闭内是否含有油气或达到商业油气储存规模就成为石油地质工作者们迫切需要回答的问题，这就涉及隐蔽圈闭成藏的控制因素分析，本次研究提出了隐蔽圈闭成藏“四大主控因素”观点：输导系统（运移通道）、流体动力条件、储层临界物性条件和盖层封闭条件四项主控因素决定了隐蔽油气藏的形成。

（一）输导系统（运移通道）

油气输导系统是各种类型圈闭成藏的主要控制因素之一，包括可以作为油气运移通道的高孔渗砂体、断裂（层）及裂缝带和具有一定孔渗条件的不整合面等。构造圈闭往往存在连接和沟通油源的断裂，同时不整合面、高孔渗砂体及其组合类型等亦可以作为油气的运移通道，油气可以经过长距离的运移在构造圈闭中聚集成藏；地层岩性圈闭的储集体多呈指状、楔状或

丘状、席状甚至透镜状穿插和尖灭在生油岩中，油气运移距离短，并有充足的油源条件和良好的储盖组合，除断(裂)层、裂隙(缝)带和不整合面外，自身储集砂体也可作为运移通道而使烃源岩生成的油气就近排出且运移、聚集至其中的地层岩性圈闭中而成藏。对地层岩性圈闭来讲，初次运移是形成油气藏的关键。陆相盆地地层沉积相带窄，油气运移距离短。长期继承性发育的凹陷，大都是生油区的核部，生油层中往往沉积席状或透镜状储层，多发育岩性油气藏。因此，岩性圈闭一般与烃源岩层同期形成，并常常与烃源岩直接接触，油气以短距离运移为主，主要以孔隙或裂隙作为通道，在压实作用产生的压力差和浮力的作用下，油气经初次运移进入生油岩内砂岩体或邻接的砂岩体直接聚集成藏，并且大量事实证明了一般烃源岩中的砂岩透镜体往往都有油气聚集。

另外，在生油灶以外的地区，也可以发育地层岩性油气藏。这时，在油源区与圈闭之间就必须发育输导系统，没有输导系统就无法成藏。

(二)流体动力条件

没有动力就没有成藏。动力过低，分散有机质无法聚集，动力过强，即使形成油气藏，也可能被水动力破坏。只有适中的动力，才能有利于成藏。

沉积盆地油气富集在宏观上是由地层压力、浮力、水动力、构造应力等因素控制的流体动力条件综合作用的结果。压力场、地温场和地应力场的分布及彼此相互耦合的关系直接影响着油气的运移与聚集。构造油气藏一般发育在相对的构造高部位且大多处于成藏以来的长期继承性的低势能区；隐蔽油气藏的流体动力条件相对要复杂一些：成藏期地层岩性圈闭处于低势能区，由于不同类型的压力系统形成及演化的差异，造成在现今的低势能区和高势能区地层岩性等隐蔽油气藏均有分布。因此，成藏期的古流体势场分布及势能梯度特征等古流体动力条件对于地层岩性圈闭能否成藏尤为重要。

在地层岩性圈闭的成藏过程中，从成藏期起一直处于低势区或高势区边缘的相对低势区的岩性圈闭是有利的成藏目标。如东营凹陷现今相对油势图上地层油气藏明显发育在低势区，岩性油气藏却较复杂：有些岩性油气藏位于相对高势区的边缘，有些却位于相对油势高值区内；东营凹陷沙三段在东营期末的相对油势(图4－1)表明现今的地层油气藏位于当时的相对油势低值区，岩性油气藏也发育在古相对油势高值边缘附近。显然地层岩性油气藏的分布受成藏期古流体势的影响；同时，成藏期的低势区有可能由于后期构造变动或沉积埋藏作用影响演变为高势区，但圈闭内的油气不会发生散失，仍可能为现今高势区勘探目标。相反，始终处于高势能区的圈闭则只能靠毛细管力作用聚集油气，很难形成大规模的油气聚集。

(三)储层临界物性条件

构造圈闭受构造作用可以改善储层物性条件(如构造裂缝)，构造油气藏局部范围内储层的岩性与物性相对比较均一。而地层岩性圈闭物性条件主要受相控和成岩作用两种机制来控制和影响储层的孔渗性。一般来说三角洲、滨湖、风成砂相储层储集物性较好，而冲积扇体、河流、深水浊积体各亚相储集物性变化大。成岩作用形成的次生孔隙有利于油气的充注，由于原生孔隙中流体溶解岩石中的不稳定矿物形成次生孔隙。当次生孔隙喉道较大增加了孔隙的连通性时，次生孔隙发育带的砂体物性变好，为油气充注提供了良好的储层。同时，地层岩性圈闭由于常常跨越不同岩相带，同一油藏范围内储层的岩性物性变化很大。其储层物性条件不仅直接影响圈闭的油气充注，而且由于地层岩性圈闭油气运移特点，渗透性地层同时起到运移通道和储集层的双重作用，其物性条件明显影响油气运移通道的输导能力。



图 4－1　东营凹陷沙三段东营末期相对油势等值线图

在烃类充注的过程中，存在临界物性条件：砂体内部物性对砂岩体含油气性具有控制作用，当分选差—中等时，只有物性达到临界条件，砂体内部才开始含油气，物性低于临界条件时不能成藏（图 4－2）。庞雄奇等在研究东营凹陷时，发现砂体平均粒径达到 0.2mm 时，砂体内部才开始含油气，含油气岩性砂体分布在其平均孔隙度大于 12% 的砂体内，平均渗透率大于 1mD 时才能含油。因此，储层物性临界条件对油气充注有着重要的影响。

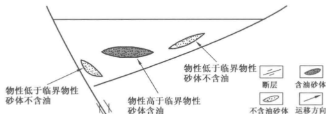


图 4－2　砂岩体成藏临界物性条件示意图

（四）盖层封闭条件

表面上看隐蔽圈闭由于是在沉积过程中多因岩相相变形成，其成藏后封闭条件似乎不成问题，但实际上地层岩性圈闭的封闭保存条件与构造油气藏相比，同样至关重要。如果储层与盖层的能量配置不利，同样会由于盖层发生水力破裂而使油气散失。地层岩性等隐蔽圈闭封闭保存条件不仅受遮挡层厚度的影响，而且与圈闭内的流体动力强弱有关。

成岩作用控制了盖层的突破压力大小、物性因素等封盖性能。岩性圈闭油气藏的形成深度一般大于 2500m，当砂体顶面泥岩盖层埋藏太浅，泥岩压实程度低，成岩性差，物性一般较高，上部地层孔隙流体活跃，不利于致密岩的形成，导致封堵油气的能力较差。若埋藏过深，在超压流体的作用下易发生水力破裂，泥岩中产生裂缝而发生油气的散失（图 4－3）。只有埋藏达到适当深度，岩石经过强烈压实作用后孔隙大量损失，渗透率大幅度降低，地层流体不活跃并且矿化度较高，大量矿物沉淀，泥岩致密性变强，才可能形成有效的盖层或遮挡层。砂体顶面的泥岩盖层的封闭性能由于油气的幕式充注及储盖的能量匹配情况变化而表现出一定的旋

回性:当流体未充满或外溢、渗漏时,砂岩流体压力和泥岩孔隙压力都小于孔隙临界压力,发生流体持续充注,盖层封闭;烃柱高度增加到一定程度时,储层砂岩流体压力大于孔隙临界压力时,盖层发生水力破裂,盖层封闭性能丧失,随着流体的泄露,储层砂岩流体压力降低,重复上述过程。

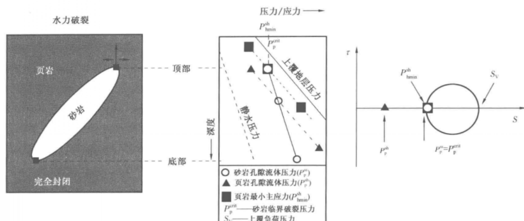


图 4-3 砂岩体顶部泥岩盖层水力破裂示意图(Finkbeiner 等,2001)

(五)隐蔽油气藏四元主控因素讨论

总体上来说,油气输导系统、流体动力条件、储层临界物性和盖层封闭保存条件这四个方面的因素无疑对隐蔽圈闭成藏来说都是非常重要的,但沉积盆地类型不同,就是同一盆地内不同区带隐蔽圈闭的成藏条件和成藏主控因素因构造和沉积等地质特征的差异,相互之间千差万别,有其各自的特征,并非每一个有利隐蔽圈闭区带都遵循上述"四元主控"的影响和制约。具体到盆地内某一个区带上,隐蔽油气藏形成的复杂性决定了其成藏主控因素可能会偏重于油气运移通道、流体动力条件、储层临界物性和盖层封闭保存条件四个因素中的一种或几种,实际上每一个具体区带往往只受其中 1~2 个因素的主要控制。

二、断陷盆地成藏模式总结

断陷盆地由于存在多个不同生烃能力及油气富集程度的凹陷,凹陷之间由于具有不同的形成机制,造成岩性地层圈闭的成藏模式具有多样性。以济阳坳陷为例,根据已发现的岩性地层油气藏的类型、空间分布特点及其成藏条件之间的时空匹配关系,以运聚研究为核心,充分考虑油气的输导特征和动力学特征,并结合烃源岩与圈闭的相对位置和构造带类型对成藏模式进行总结,提出了断陷盆地岩性圈闭有两种典型的成藏模式,即源内成藏和源外成藏。其中源内成藏一般是指自生自储型成藏模式;源外成藏又包括下生上储型成藏模式和源外旁生侧储型成藏模式。

(一)源内成藏模式

湖盆中生油层的烃源岩既可通过裂缝或渗透级差向内部的砂体供应油气,也可通过断层或裂缝向外部的砂体供应油气。在烃源岩内部,输导通道距离短,输导类型包括砂体、断层或裂缝,油气主要是初次运移。在烃源岩外部,输导通道距离长,输导类型包括砂体、断层或不整合面,油气主要是二次运移,油气藏类型较多,为岩性油气藏或地层油气藏。对于深入到湖盆

中心的浊积砂体、河道砂体、三角洲前缘砂体，由于夹于烃源岩中，能够具备形成油气聚集带的地质条件，油气藏以岩性圈闭为主，并多为透镜体油气藏。

源内成藏一般为自生自储型成藏模式。这种模式的烃源岩和储层发育在同一层位，发育在近岸水下扇、浊积扇等深水沉积环境，砂（砾）岩体上、下往往被生油岩所夹持，并呈群、带出现，形成自生自储型岩性油气藏（图4－4）。

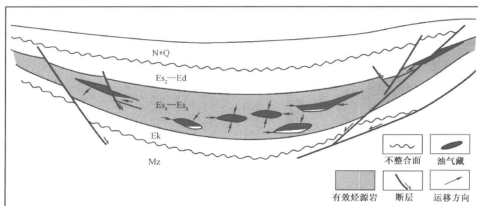


图4－4　自生自储型岩性油气藏运聚模式

牛庄油田是东营凹陷内典型的岩性油气藏类型，油层分布比较分散，油层厚度和大小变化不规则，主要分布于沙三段的砂岩体透镜中，主要的储集岩体是三角洲砂岩体、滑塌浊积砂岩体和冲积扇砂岩体。烃类的运移与聚集取决于生油层的岩性组合和断裂发育，层间裂缝成为油气侧向运移的主要通道。牛庄油田沙三中、下亚段的含油砂岩体均为高压低渗透的岩性油藏，这些砂岩体周围被巨厚的生油岩包围，因而具有成藏的最佳油源条件，砂岩体中的油气来自邻近的生油岩。营11砂体为沙三中亚段的砂岩透镜体油藏（图4－5），牛25砂体也属于沙三段三角洲前缘斜坡滑塌浊积体系（图4－6），它们周围被成熟生油岩包围，形成自生自储型岩性油气藏。

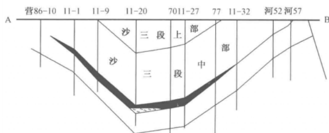


图4－5　营11透镜体油藏剖面图

（二）源外成藏模式

源外成藏分源外旁生侧储型地层岩性油气藏运聚模式和源外下生上储型岩性油气藏运聚模式。

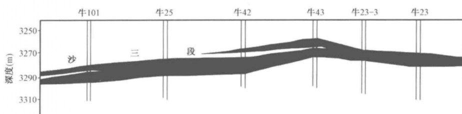


图4-6 牛25透镜体油藏剖面图

1. 源外旁生侧储型地层岩性油气藏运聚模式

这种成藏模式的特点是隐蔽圈闭分布在凹陷的斜坡带，主要烃源岩和储层发育在同一层位或邻近层位，在砂体尖灭处油气沿着次生小断层纵向运移，而后沿着不整合面继续运移，形成旁生侧储型油气藏(图4-7)。

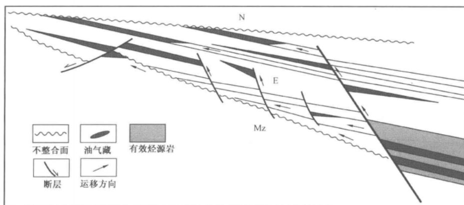


图4-7 旁生侧储型地层岩性油气藏运聚模式

该种类型油气藏包括一部分岩性上倾尖灭油气藏和地层油气藏。岩性上倾尖灭油气藏的分布与水下浊积扇体和水下扇的发育有关，如梁家楼油田、永安镇、樊家沙三段岩性油藏。地层油气藏包括地层超覆、地层不整合和潜山油藏，主要分布在凹陷的周边，如东营凹陷西北边缘滨县凸起上的单家寺油田(图4-8)、林樊家东侧的尚店油田；陈家庄凸起西部的郑家—王

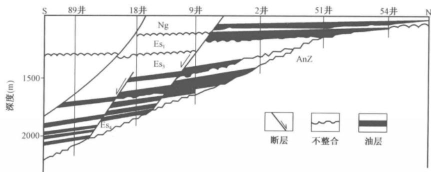


图4-8 单家寺地层油藏剖面图

庄油田;位于青城凸起东端的高青地层油藏(图4-9)及位于凹陷南斜坡的金家、草桥油田等。它们的分布主要受地层在盆地边缘的剥蚀不整合和盆地边缘地带潜山的分布有关。

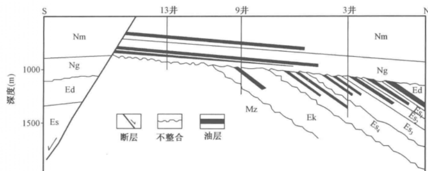


图4-9 高青地层油藏剖面图

2. 下生上储型岩性油气藏运聚模式

这种成藏模式的特点是隐蔽圈闭分布在较浅的层位,有效烃源岩位于较深层段,储集体可以为各种类型的砂砾岩体,下部烃源岩生成的油气首先沿着断层纵向运移,进入上部的储集体中形成油气藏(图4-10)。

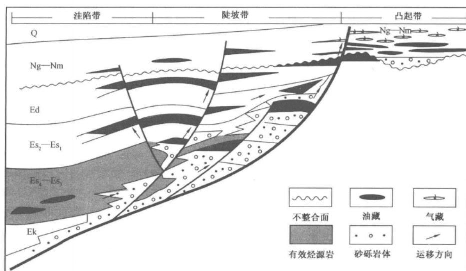


图4-10 下生上储型岩性油气藏运聚模式

图4-11为牛庄凹陷官114块沙二段构造平面图,图4-12为官114块东西向油藏剖面图,沙二段沉积以三角洲平原亚相的分流河道及三角洲前缘亚相的分支河口沙坝为主,岩性以细砂岩、粉砂岩和含砾砂岩为主,孔隙度平均为28%,渗透率平均为483mD,属中高渗透、高孔隙度储层。主力油层厚度为1.2~6.0m不等,砂体之间连通性差,各含油砂体,均有独立的油水系统,试油过程中测得静压21.48MPa,压力系数0.96,属常压油藏。沙二段储层非常薄,主要通过断层与下部生油层连通,使得油气得以运移至此。

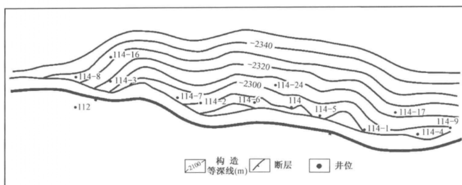


图 4－11　官 114 块沙二段构造平面图

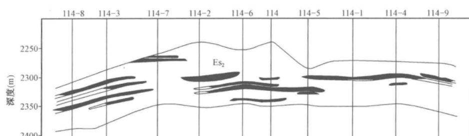


图 4－12　官 114 块油藏剖面图

三、柴西南地区成藏模式分析

柴西南区虽然勘探程度较高，但由于早期油气勘探主要集中于构造油气藏的勘探与研究，岩性油气藏勘探工作刚刚展开。针对岩性油气藏勘探成功案例不多，目前大多处于摸索阶段。因此构造对隐蔽油气藏的控制作用研究只能基于对已知隐蔽油气藏的分析来归纳总结（表 4－1），力求从已知推测未知，并对后期岩性油气藏勘探工作有一定指导作用。

表 4－1　柴西南地区典型岩性油气藏解剖表

油藏	含油层位（m）	储盖组合	储层岩相储集空间	储层物性	盖层类型	岩性圈闭类型	主要供油凹陷及烃源岩层位	运移通道	温压特征
七 30	E_3^2、E_3^1 上部（2330～2755）	E_3^2、E_3^1 储，N_1、E_3^2 盖	滨浅湖—三角洲相，砾状砂岩、粉砂岩；原生孔隙为主	孔隙度：11.8%～17.3%；渗透率：7.74～39.43mD；单层厚度：1.8～7.6m	N_1、E_3^2 层的泥质岩	砂岩上倾尖灭	红狮生油凹陷 E_3^2、N_1	断层、不整合面、砂岩	正常温—压系统

续表

油藏	含油层位（m）	储盖组合	储层岩相储集空间	储层物性	盖层类型	岩性圈闭类型	主要供油凹陷及烃源岩层位	运移通道	温压特征
七31	E_3^2（2200～2600）	E_3^2储，E_3^2盖	水下分流河道、河口坝—远沙坝；原生孔隙为主	孔隙度：12%左右；渗透率：多小于10mD；单层厚度：3.1～4.0 m，平均3～3.5m	E_3^2泥岩、砂质泥岩	砂岩上倾尖灭	红狮生油凹陷 E_3^2、N_1	断层、砂体	正常温—压系统
红30	E_3^1上部（4009～4058.6）	E_3^1储，N_1、E_3^2盖	河道砂体，泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩为主；孔隙	孔隙度：1.5%～3.3%，一般为2.3%左右；渗透率：0.12～0.36mD，一般为0.13mD；单层厚度：1.50～6.50m	N_1、E_3^2暗色泥岩	砂岩透镜体	红狮凹陷 E_3—N_1	断层、砂体	发育超压
跃73	N_1(2548～2554、2610～2616)，E_3^2(3090.5～3098)	N_1为下储上盖，E_3^2为自储自盖	浅湖—半深湖相，泥质粉砂岩、粉砂岩、钙质粉砂岩；孔隙为主	孔隙度:5.1%；渗透率：0.627～32mD；单层厚度：最大8m，最小2m，一般为3～5m	N_1泥质岩；E_3^2是灰色泥质岩	砂岩透镜体	英雄岭凹陷 E_3—N_1	断层、砂体	正常地温，地层压力系数1.28左右
东得1	E_3^1(3579～3583.8)		三角洲相，粉砂岩为主；以次生孔隙为主	孔隙度：18.1%～1.5%，平均10.4%；渗透率:10.2mD；单层厚度：最大为9.3m	E_3^2泥质岩	砂岩上倾尖灭	英雄岭凹陷 E_3—N_1	断层、砂体	正常地温，E_3^1油层为高压流体异常发育段

（一）典型岩性油气藏解剖

1. 七个泉岩性油藏

七个泉油藏地处阿尔金斜坡带之上，为一北西西走向的不对称背斜，南陡北缓。已发现七30井区和七31井区岩性油藏。

七个泉油藏紧邻红狮次凹，油源来自于逆断层下盘和本盘侧翼的E_3^2生油岩。油层物性自西北向东南逐渐变好，储层岩性以砾岩、砾状砂岩和粉砂岩为主。七个泉油藏包括三套储盖组合：(1)下干柴沟组(E_3^2)自生自储自盖式生储盖组合：以泥岩、钙质泥岩为盖层，下伏砂岩、砾岩、裂缝溶孔性泥岩为储层；(2)下干柴沟组下段(E_3^1)储盖组合，储层为孔隙型砂砾岩，盖层为上覆泥岩、钙质泥岩；(3)油砂山组(N_2^1—N_2^2)储盖组合：以泥岩为盖层，下伏砂岩、砾岩为储层。其中七31为自生自储型(图4－13)，七30为上生下储型。

七个泉构造油气运移的通道主要是断裂和不整合面。七个泉断裂和构造西北部的①号、②号都是沟通深层油源和浅层圈闭的主要油源断层，而发育于 E_3 与 N_2^1 之间的不整合面是油气侧向运移的良好通道。

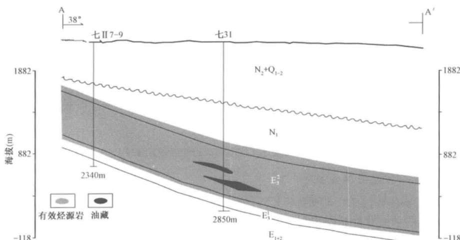


图 4-13　七个泉地区七 31 岩性油藏成藏模式图

2. 红柳泉岩性油藏

红柳泉深层构造在横剖面上为南陡北缓的不对称背斜，纵剖面上表现为自北西向南北倾斜的单斜，是一向东南倾没的同沉积鼻状构造，NE 走向，油源充足，并始终位于古阿拉尔水系下游入湖处，发育有良好的储盖组合，已发现红参 2 井(图 4-14)、红地 107 井(图 4-15)和红 28 井 E_3^1 油藏。

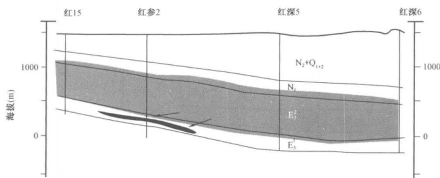


图 4-14　红柳泉地区红参 2 岩性油藏成藏模式图

其中红参 2 井油藏为岩性油藏，该岩性圈闭从渐新世开始发育，但主要定型于 N_2^1 末。油气来源于上部的烃源岩，E_3^2 烃源岩在 N_2^1 末开始成熟，N_2^2 末进入成熟期开始大量生烃，现已进入高成熟阶段；N_1 烃源岩成熟期稍晚，N_2^2 早期开始成熟。由于该岩性圈闭形成较早，在 N_2^1 末已具备了捕获油气的能力，本区油气大量生成的 N_2^2—N_2^3 时期圈闭已基本定型，这也是本区主要成藏期，时间配置条件优越。由于紧邻上部 E_3^2 烃源岩，圈闭和烃源岩沟通条件好。油气成藏后经历了晚喜马拉雅—新构造运动，红柳泉地区挤压推覆作用不明显，油藏并未受到明显破坏，从而形成红参 2 井岩性油气藏。

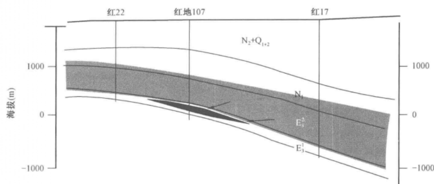


图4－15 红柳泉地区红地107岩性油藏成藏模式图

3. 尕斯东南斜坡岩性油藏

跃进一号构造深层为一轴向近南北的背斜，为一个受长期继承性发育的基岩隆起控制的同沉积构造。西部被Ⅻ号断层切割，北边与Ⅺ号断层相交，是一个西陡东缓的不对称背斜。

尕斯库勒油藏西、北、东三面分别为红狮凹陷、英雄岭凹陷所环绕，具有充足的油源条件。根据油源对比及油气运移研究结果，尕斯库勒油藏油源主要来自其北部的英雄岭生油凹陷和其构造范围内的 E_3^2—N_1 烃源岩。钻井资料揭示，跃进一号地区发育较厚的烃源岩，E_3^2、N_1 暗色泥岩的厚度达600～800m，地球化学分析表明其目前正处于未成熟—低成熟阶段。

尕斯库勒油藏 N_1—N_2^1 是以碎屑岩为主的下生上储型生储盖组合；E_3^1 的储层以碎屑岩为主的上生下储型生储盖组合。

尕斯库勒油藏主要的油气运移通道是深大断裂，其中Ⅺ号大断裂是英雄岭生油凹陷的南部边界断裂，是形成尕斯库勒油藏油气垂向运移的主要通道，Ⅻ号断层、油砂山—Ⅱ号断层等则为浅层次生油气藏的形成提供了油气运移的通道（图4－16）。

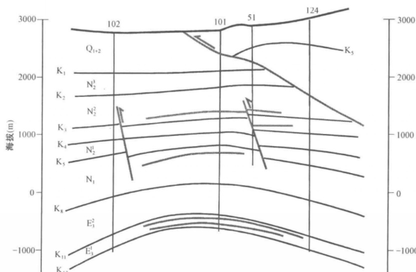


图4－16 尕斯库勒油藏成藏模式图

（二）柴西南区岩性油气藏成藏模式总结

喜马拉雅构造运动使柴达木盆地断裂发育，从已发现的岩性油藏来看，油气藏受断层的控制作用明显。断层是沟通烃源岩与油气藏、原生油气藏与次生油气藏之间的重要通道，在输导系统表现出以垂向输导为特征。已发现的油气藏主要沿着断裂分布，这说明断裂对油气聚集成藏起着重要的控制作用。

从日前已发现的岩性油藏看来，东部的成藏模式柴西南地区基本上也都有发育（表4－2和图4－17）。源内成藏模式表现为源内自生自储型成藏模式（图4－13）；源外成藏模式主要表现为源外上生下储型成藏模式（图4－14和图4－15）和源外下生上储型成藏模式（图4－16和图4－18）；源外旁生侧储型成藏模式由于柴西南地区侧向运移距离有限而不发育，仅在七个泉地区由于不整合面相对较为发育而发育据有部分侧储特征的岩性油藏。总的看来，柴西南地区最为发育的是源外上生下储型成藏模式。

表4－2 柴西南地区岩性油藏成藏模式表

井号 / 层位	七30	七31	红30	红参2	红地107	东得1	跃73	绿2	绿参1	乌2	乌5	乌9
Q_{1+2}												
N_2^3												
N_2^2									S	S		
N_2^1								S	RS	RS	RS	RS
N_1	S						RS	PRS	P	P	P	P
E_3^2	PRS	PRS	PS	PS	PS	PS	P	P	P	P	P	P
E_3^1	R		R	R	R	RS						
E_{1+2}												

注：P—烃源岩；R—储层；S—盖层。



图4－17 柴西南区岩性油藏成藏生储盖组合模式图

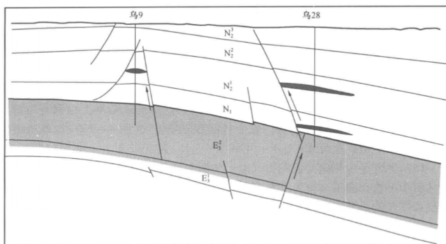


图4－18　乌南地区下生上储型成藏模式图

第二节　岩性油气藏分布特征对比分析

我国各种类型的盆地构造、沉积复杂，发育多种类型的油气藏，这些油气藏的形成和分布不是偶然和孤立的，而是形成于一定的地质条件，受控于一定的地质因素，具有一定的展布规律。具有一定的展布规律则是指盆地或凹陷内的油气藏的时空分布规律。

一、断陷盆地岩性油气藏分布规律总结

随着勘探的不断深入，我国东部陆相断陷盆地对于隐蔽油气成藏控制因素和分布规律的认识也在不断的深化。林畅松、潘元林等(2000)在研究渤海湾盆地时指出构造坡折带是油气藏形成的极有利部位；刘震等(2003)通过对二连盆地隐蔽油藏与构造油藏形成和分布差异性的深入研究，指出隐蔽油藏与构造油藏形成和分布遵循“互补性”原理；李丕龙、张善文等(2004)从断陷盆地隐蔽油气藏勘探实际出发，建立了断陷盆地“断坡控砂”模式，并提出了“相势控藏”的理论认识；刘震(2005)从岩性油气藏的形成条件、形成过程及分布特征入手，通过与构造油气藏的对比分析，认为岩性油气藏的形成分布更具有优势。陆相断陷盆地油气形成和分布的规律和认识，指导着石油地质工作者在陆相沉积盆地复杂地质构造区，找到了一大批特大型、大中型油气田。柴西南区岩性油藏勘探还处于摸索阶段，深入分析和了解东部断陷盆地岩性油气藏分布规律，对总结柴西南地区岩性油藏分布特征有积极的借鉴意义。

(一)断陷盆地油气分布的“互补性”特征

隐蔽油藏与构造油藏在形成和分布控制因素上存在明显的差别。首先，隐蔽油藏的形成主要受沉积作用控制，而构造油藏主要受构造作用控制；岩性圈闭仅靠初次运移就可以成藏，但构造圈闭一般需要经过二次运移才能成藏；生油凹陷内岩性油藏受后期构造变动影响较小，但构造油藏一般都要受到后期构造运动的改造或破坏；隐蔽油藏可以分布在构造高部位，也可以分布在构造低部位，但构造油藏一般都分布在构造高部位。

二连盆地隐蔽油藏与构造油藏形成和分布的差异性决定了隐蔽油藏与构造油藏形成和分

布遵循“互补性”原理。

1. 油气分布“互补性”原理基本概念

在含油气凹陷油气资源量一定的条件下，隐蔽油气藏与构造油气藏在油气资源量分配和油气空间分布上具有互补性：不同的构造带、不同的构造部位，发育不同的油藏类型，隐蔽油藏与构造油藏在资源总量和油气分布上，具有明显的互补性。

在构造发育的凹陷，主要发育构造油藏；构造不发育的凹陷，以隐蔽油藏为主；构造运动剧烈的二级构造带一般以构造油藏为主，而构造活动相对较弱的斜坡带和洼槽带则以隐蔽油藏为主；在有些部位，则是隐蔽油藏与构造油藏并存。

1）油气在资源量分配上具有“互补性”

在含油气盆地内，实际油气资源总量是一个定数。深层资源量多了，浅层资源量自然就会变少，相反当深层资源量少时，浅层资源量自然就会变多。当油资源量多时，气资源量自然就会变少，相反当油资源量少时，气资源量自然就会增多。盆地油气总资源量遵循物质总量守恒原理。

另一方面，在含油气盆地内实际上主要存在两大类油气藏，一类是构造油气藏，另一类则是地层岩性油气藏。油气资源总量只能被这两大类油气藏所占有。

当盆地油气资源总量确定之后，油气资源总量将按照盆地内部油气成藏条件和成藏机理的差异性，分别分配给构造油气藏和地层岩性油气藏（即隐蔽油气藏）。分配的结果只有五种情况：（1）全部分配给构造油气藏；（2）全部分配给隐蔽油气藏；（3）大多数分配给构造油气藏，少部分分配给隐蔽油气藏；（4）大多数分配给隐蔽油气藏，少部分分配给构造油气藏；（5）隐蔽油气藏和构造油气藏分配的资源量相等。但是，无论怎样分配，油气资源总量不会改变，要么构造油气藏占有的油气资源量多，要么隐蔽油气藏占有的油气资源量多，要么两者资源量一样；当构造油气藏占有的油气资源量多时，隐蔽油气藏占有的油气资源量自然会变少，相反，当构造油气藏占有的油气资源量少时，隐蔽油气藏占有的油气资源量自然会增多。总之，在盆地油气资源总量确定条件下，构造油气藏占有的油气资源量和隐蔽油气藏占有的油气资源量不可能同时增加，也不可能同时变少。

二连盆地的勘探实践证明，构造油藏与隐蔽油藏发育具有“互补性”。阿南凹陷构造油气藏比较发育，虽然勘探程度已经很高，但目前发现的隐蔽油气藏并不多。乌里雅斯太和巴音都兰凹陷已经发现多个大型隐蔽油藏，储量均超过 5000×10^4t，但构造油气藏的储量规模却很小。显然，构造油藏富集的凹陷隐蔽油藏相对不富集，相反，构造油藏不富集的凹陷隐蔽油藏反而比较富集。

因此，含油气盆地隐蔽油气藏与构造油气藏在油气资源量分配上遵循“互补性”规律。

2）油气在空间分布上具有“互补性”

隐蔽圈闭与构造圈闭的形成条件、发育环境不同，因而二者在分布上也存在互补性。

以凹陷而论，在构造活动性强的凹陷，往往构造圈闭较为发育，构造油藏占主导。而构造活动性较差的凹陷，构造圈闭一般不发育，隐蔽圈闭多占主导位置，相应的隐蔽油藏则较为发育。

就构造带而言，正向二级构造带一般以构造圈闭发育为主，隐蔽圈闭相对不发育，构造油藏为主要勘探目标。而斜坡带和洼槽带构造活动相对较弱，构造圈闭相对不发育或仅居次要地位，隐蔽圈闭往往发育较广泛，隐蔽油藏则为主攻目标。在构造带的不同部位构造和隐蔽油藏的成藏条件不同，高部位有利于构造油藏的形成，而低部位在一定的条件下则可形成隐蔽

油藏。

对于层位来讲，有的层位以发育构造圈闭为主，而有的层位则以发育隐蔽圈闭为主。

因此，不同的构造带、不同的构造部位发育的油气藏类型不同。富油凹陷油气在纵向上表现为“复式”聚集特点，在横向上呈现含油连片的分布特征。如图 4 – 19 所示，在二连盆地吉尔嘎朗图凹陷宝饶构造高部位，已经发现了吉 36、吉 32 和吉 45 等构造油藏。近两年，大胆下洼，开展隐蔽油藏的勘探，发现了林 4、林 6 等岩性油藏，实现了正向构造带与负向区、构造油藏与隐蔽油藏的横向连片分布的态势。

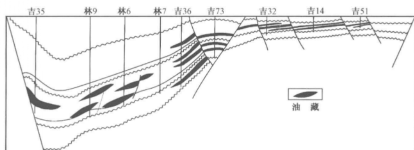


图 4 – 19　吉尔嘎朗图凹陷吉 35—吉 51 油藏剖面图

2. 油气分布“互补性”原理的应用意义

根据油气分布的“互补性”原理，我们认为在油气勘探工作中，应该推广以下新的勘探理念：

(1)要进一步优化和完善程序，将现行的“定洼—选带—预探—评价”勘探程序改进为“定洼—选领域—预探—评价”勘探新程序。

(2)要树立“富油凹陷不同类型油藏叠合连片、满凹含油、勘探无止境、找油无禁区”的找油理念。在勘探部署上，努力实现“五个”延伸，即：① 由构造油藏向隐蔽油藏延伸；② 由正向构造带向负向构造区延伸；③ 由构造带高部位向构造带翼部延伸；④ 由环洼向洼槽延伸；⑤ 由单一油藏类型向多种油藏类型的延伸。

(3)要在不同类型的凹陷或区带采用不同的勘探思路和研究方法。勘探初期，要在资源评价基础上加强油气成藏条件和成藏规律的综合研究，确定主要的勘探领域：在有利于构造油藏发育的凹陷或区带，要加强构造油藏勘探；在不利于构造油藏发育的凹陷或区带，要按照隐蔽油藏的勘探思路，于勘探伊始就加强隐蔽油藏的勘探；对一般的凹陷，则要坚持“构造和隐蔽油藏并重”的勘探思路，勘探初期加强构造油藏的勘探，中后期要敢于大胆下洼和深化负向构造区隐蔽油藏的勘探，不断实现油气勘探的新突破。

(4)要坚信资源评价成果，坚定找油信心。在凹陷勘探初期，要以资源评价为中心，以“五史”为主要研究内容，确定凹陷的资源规模和勘探前景。对具有资源前景而勘探久攻不克或勘探成效不高的地区，要坚定找油信心，坚持实践、认识、再实践、再认识，转变勘探思路，不断创新地质认识，探索各种类型的油气藏，直至取得突破。

(二)断陷盆地岩性油藏形成和分布的“优势性”特征

相对于构造油气藏，岩性油气藏在形成与分布条件方面更具有优势：

(1)形成方面的优势主要表现在：① 岩性圈闭形成期比较早、形成期比较多，有利于更多

地捕集油气；② 仅靠初次运移和短距离的二次运移就可以成藏，不需要长距离二次运移；③ 岩性油气藏烃类充注期相对比较早；④ 岩性油气藏保存条件更为优越。

（2）分布方面的优势主要表现在：① 岩性油气藏可以分布在低势区，也可以分布在高势区；② 岩性油气藏可以富集在低位体系域，也可以富集在高位体系域。

1. 岩性圈闭形成期比较早，形成期次比较多

岩性圈闭的形成主要取决于储集体的物性特征以及盖层封堵情况，只要存在具有一定孔渗特征的储集体并且周围或上倾方向被不渗透岩性遮挡就形成了岩性圈闭。因此可以根据储层和泥岩盖层的物性纵向演化匹配关系，来分析岩性圈闭的形成期。

砂体内部物性对砂岩体含油气性具有控制作用，当分选在差—中等时，只有物性达到一定条件，砂体才能成为有效储层，内部才开始含油。同样，只有泥岩孔隙度较低、排替压力足够大时，才能成为有效的盖层。

1）浅层就可以形成圈闭

在地层沉积早期的浅部地层，只要低渗透的泥岩地层中被混入渗透性的砂岩体或者古河道被泥岩层覆盖，就可形成岩性圈闭。如图 4－20 的Ⅲ圈闭在浅层（1100m 处）形成，推断Ⅰ圈闭也可以在相同深度形成，形成时间大致在 K_2 中期（图 4－21）。所以岩性圈闭可以在很早（甚至在沉积早期）通过单纯的沉积作用或简单成岩作用就可形成，不像构造圈闭或地层圈闭那样需要相当的构造运动条件。

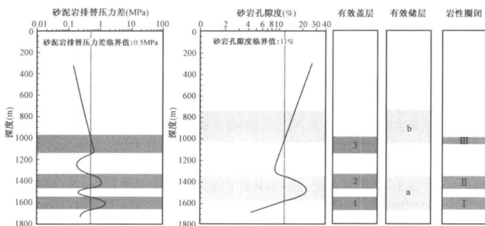


图 4－20　二连盆地岩性圈闭形成条件分析图

2）深层还可以形成圈闭

砂体在浅部埋藏时主要以机械压实为主，孔隙度变小，孔渗性能变差。在深部地层一般都具有较强的成岩作用，进入次生孔隙发育阶段后，由于流体运动和溶蚀作用的加强，产生大量次生孔隙，砂体的孔渗性能大大增强。同时强烈的孔隙破坏性成岩作用，如压实作用、胶结作用等使砂岩体某些部位孔隙减少，物性（尤其是渗透率）变差，排替压力增高，形成遮挡条件，从而形成岩性圈闭。

所以，岩性圈闭不仅可以在浅层形成，在深层同样可以形成岩性圈闭。例如图 4－20 和图 4－21 中的圈闭Ⅰ和圈闭Ⅱ均发育在深部次生孔隙发育带内，分别形成于古近—新近纪和现今。

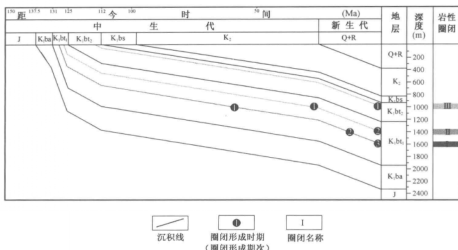


图 4-21 岩性圈闭形成期次分析模式图

3）岩性圈闭多期形成特征

与其他类型的隐蔽圈闭的形成控制因素不同，岩性圈闭的形成只要储层物性和盖层封闭性在演化上配套就能形成岩性圈闭。根据二连盆地岩性圈闭成藏期次的研究，盖层和储层的临界值，从上往下可确定三套具封闭能力的泥岩盖层和两套可含油储层；根据泥岩盖层与砂砾岩储层的相互配置关系，可以划分出三套有效储盖组合，相应的在三个部位发育岩性圈闭（图 4-20 和图 4-21）。

当沉积过程为持续沉降时（图 4-21），圈闭 Ⅰ 可以在 K_2 中期、古近—新近纪和现今均可形成良好的储盖组合，故存在有三个岩性圈闭形成期；圈闭 Ⅱ 可以在古近—新近纪和现今两个时期形成良好的储盖组合，故存在有两个岩性圈闭形成期；而圈闭 Ⅲ 只能在现今存在形成良好的储盖组合，只有一个岩性圈闭形成期。

一个断陷盆地的沉积过程并不始终是持续沉降，在沉积的过程中也会存在沉积间断或抬升剥蚀。对于上述不同的沉积特征，相应的具有不同的岩性圈闭形成过程。所以说，岩性圈闭既可以存在于经历较短的沉积历史的浅部地层，也可以存在于经历长期成岩演化的深部地层多期次地形成。

2. 运移通道比较短，仅靠初次运移或短距离二次运移就可以成藏

就运移和成藏条件来说，岩性油气藏的形成更具有得天独厚的优势条件。初次运移是很多岩性油气藏形成的关键。长期继承性发育的凹陷，大都是生油区的核部，生油层中往往沉积席状或透镜状储层，多发育岩性油气藏。因此，岩性圈闭一般与烃源岩同层发育，并常常与烃源岩直接接触，油气以短距离运移为主，主要以孔隙或裂隙作为通道，在压实作用产生的压力差和浮力的作用下，油气经初次运移进入生油岩内砂岩体或邻接的砂岩体直接聚集成藏，并且大量事实证明了一般烃源岩中的砂岩透镜体往往都有油气聚集。

1）有效烃源岩内部砂体仅靠初次运移就可以成藏

砂岩透镜体往往发育在湖盆中部的洼槽区，常常包裹于厚层烃源岩之中，对油气的捕集具有“近水楼台先得月”的优势，同时，周围的烃源岩本身就构成了非常好的封堵条件，非常有利

于形成自生自储型的砂岩透镜体岩性油气藏，例如东营凹陷的营11透镜状砂体油藏（图4-22），营11油藏位于东营凹陷中央断裂背斜带北侧的小向斜内，基本上是一个单砂体，砂体厚度最大23.6m，为深水浊积岩砂体，岩性以粉细砂岩为主。该砂体除向斜最低部位外大面积含油，原始压力系数1.57，是济阳坳陷已发现未被断层分割的单砂体岩性油藏中最大的一个。该种类型的透镜状岩性油藏在东营凹陷等陆相断陷盆地广泛发育。

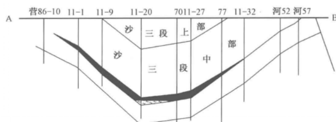


图4-22　营11透镜体圈闭剖面图

2）有效烃源岩边缘砂体经过短距离二次运移就可以成藏

有效烃源岩边缘的砂体虽然不能像透镜体那样直接得到油气的充注，但由于它们距离烃源岩非常近，从烃源岩排出的油气只须经过非常短距离的二次运移就可到达。如巴音都兰凹陷巴10、巴20砂体就是位于大段烃源岩的边部，经过初次运移和短距离的二次运移成藏（图4-23）。根据Hindle（1997）的研究，位于烃源岩旁边的砂体更有利于油气的富集，通过短距离的二次运移可形成大中型岩性油气藏。

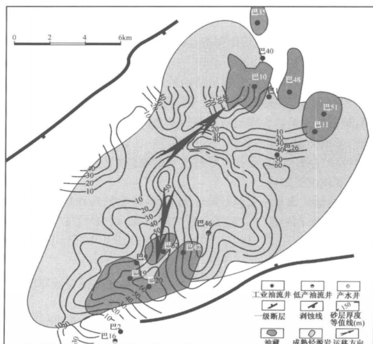


图4-23　巴音都兰凹陷油气侧向运移示意图

3. 岩性油气藏烃类充注期比较早

由于岩性油气藏一般直接和烃源岩接触，达到生烃门限后，生成的油气只须经过初次运移就可以进入砂体，一部分砂岩圈闭就开始成藏（图4－24）；而构造圈闭由于需要依附一定的构造运动，地层圈闭一般位于盆地高部位的地层尖灭或地层剥蚀，它们往往和烃源层有一定的垂向或侧向距离，烃源岩排出的油气需经过相当长的二次运移才能成藏，运移速度的快慢和效率的高低还要受输导系统、动力条件等多种因素的影响和制约，所以相对于岩性油气藏而言，其构造圈闭和地层圈闭成藏要经历更多的时间。如图4－24所示，位于洼陷部位的岩性圈闭①由于得天独厚的位置条件首先成藏；油气需要通过断层和其他地层的垂向与侧向运移，并且是在后期构造运动形成断层之后才能到达构造圈闭②成藏，相对来说需要更多的时间并克服更大的阻力；而地层圈闭③的成藏更需要油气越过断层和不整合面进行长途跋涉才能到达，所以成藏要更晚一些。

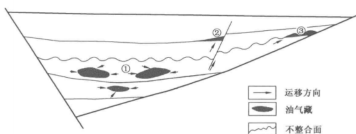


图4－24　陆相断陷盆地成藏期剖面模式图

① 岩性油气藏最先成藏；② 构造油气藏稍后成藏；③ 地层油气藏成藏最晚

4. 保存条件比较优越

一般油藏在形成之后，由于受到后期构造运动的影响，许多油藏会受到破坏，造成油气的散失。

在沉积盆地特别是陆相断陷盆地受构造活动的影响更加显著，但是不同的构造带受构造作用的强度不同。相对而言，陡坡带和缓坡带受构造作用的影响较大，洼陷带是构造活动破坏最弱的部位，同时，该部位也是岩性圈闭最有利的发育部位，常常有浊积扇或大型三角洲前缘的各类扇体的发育，形成类型不同的砂体。这些砂体一旦有油气注入，就可能形成单独的油气藏。构造活动对岩性油气藏的改造往往只是改变它的翘倾产状，从而导致砂体内部油水界面的变化，较少使整个圈闭遭受破坏。

影响油气藏保存的地质因素主要包括风化剥蚀、差异性抬升和断裂活动。构造油气藏明显受到这三个因素的影响，而岩性油气藏受此影响较弱，因此，岩性油气藏保存条件优于构造油气藏。

1）风化剥蚀

区域性的升降不仅影响盖层的形成和分布，而且也影响盖层的有效厚度及封盖质量，进而影响油气藏的保存。

比较而言，构造油气藏由于埋藏浅，区域性抬升导致盖层的风化剥蚀，产生释重裂缝和构造裂缝，从而使封盖油气的能力降低，盖层遭受破坏。而透镜体或上倾尖灭等岩性油气藏往往发育在较深的部位，四周被生油岩所包裹，其受到构造抬升而遭受剥蚀的程度很弱，相同的剥蚀量对岩性油气藏破坏程度自然小于构造油气藏。

例如巴音都兰凹陷包楞构造带(图 4－25),由于后期构造抬升,巴 34 井构造油藏由于风化剥蚀破坏殆尽,巴 32 地层不整合油藏顶部也遭受了严重的破坏,在此形成了稠油分布带;而向洼槽方向巴 27、巴 23 岩性油藏则由于埋藏较深,风化剥蚀只是使得其上部的盖层厚度变薄,而未遭受破坏,为低稠油及常规稀油油藏特征。

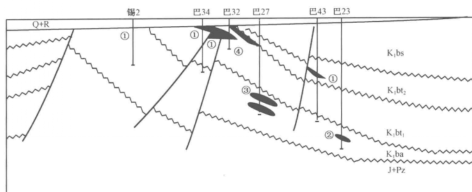


图 4－25　包楞构造带油藏剖面图

① 构造油藏;② 砂岩透镜体油藏;③ 岩性上倾尖灭油藏;④ 地层不整合油藏

2)差异升降

差异升降运动使区域构造面(假定的空间几何面)发生倾斜,从而溢出点抬升使原来形成的圈闭容积发生变化,影响或改变油气储集的能力。

如图 4－26 所示,对隐蔽油气藏而言,无论是岩性油气藏还是地层油气藏,差异升降只是造成油气藏产状的变化,而其中的油气没有因为差异升降而受到破坏。而对于构造油气藏而言,油气藏形成后,由于差异升降而区域倾斜的圈闭幅度随区域倾斜角的增大而变小,油气沿抬升了的溢出点外溢,可向同一储层的上倾方向运移聚集,形成许多更小的油气藏。

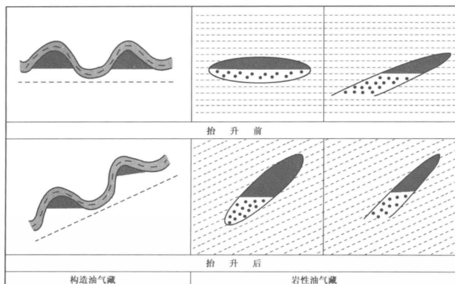


图 4－26　差异升降作用对油气藏破坏模式图

3）断层开启

断裂活动是构造运动直观且主要的表现形式之一，它对油气藏的保存与演化的影响往往具有直接性、突发性和多样性等特点。断层对油气藏的保存与破坏程度还与断层发育的具体位置关系很大。

断裂活动的影响可破坏盖层的连续性与完整性，同时，与断层有关的圈闭（如断块、背斜、断鼻等）中的断裂重新活动，导致断层的开启。

当断裂作用只是在一个油气藏内部发生，可以使得油气由下部油层向上散失，结果造成油气由一个油层分为多个油层含油（图4－27）。当断裂作用使油层的一部分与上方储层连通时，可使原有油气藏圈闭容积变小，并使溢出点以下的油气沿断裂向上方储层中运移，在新的圈闭内聚集成新的油气藏。其结果是由于断裂的影响，资源发生了再分配，使原先单一的油气藏分解成若干个油气藏。

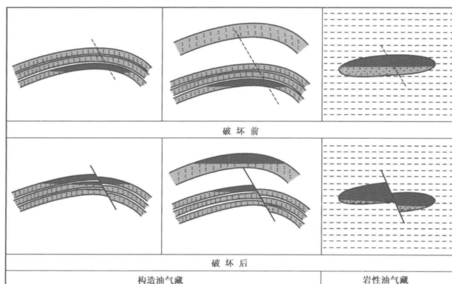


图4－27　断层作用对油气藏破坏模式图

岩性油气藏大多发育在构造活动较弱的部位，深大断裂不发育，因此断裂活动不会影响到隐蔽油气藏的保存。此外，岩性圈闭一般分布范围小，即使发育小的断裂，其活动性也不强，不会影响到岩性油气藏的保存，由于周围都是非渗透性的泥岩封闭层，也只能使得油气的分布发生改变，油气本身不会散失。因此，断层对岩性油气藏的影响很弱，岩性油气藏比较容易保存下来。

5. 岩性油气藏可以分布在低势区，也可以分布在高势区

受流体势的控制，油气总是由高势区向低势区运移。低势区、正向构造带有利于油气聚集成藏，这一规律已为勘探实践所证实，并形成“环洼聚油”理论。近年来，大量的研究和勘探实践发现，岩性油气藏既可以分布在低势区，也可以分布于高势区，表现出一定的“非势控”特征。

例如在济阳坳陷东营凹陷沙三段的油气藏与流体势的关系研究中发现牛庄岩性油藏存在于相对低势区，但梁家楼岩性油藏却存在于相对高势区内（图4－28）。这是由于岩性油气藏

受到泥岩地层的封闭，各自独立，互不连通，虽然它们在成藏初期，也受到流体势的一定影响，可以发育在相对低势区，但是到了埋藏后期，随着地层埋深加大，地下深部产生明显的超压，将早期原生砂岩体油藏部位的相对低势区转变为相对高势区，但砂岩体内的油气却不可能再发生运移。从而造成这样的结果：在今流体势分布图上，岩性油藏可以分布在相对低势区上，也可以出现在相对高势区内，表现出一定的"非势控"特征。

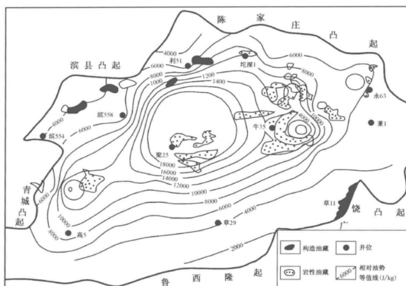


图 4－28　东营凹陷南斜坡沙三段现今相对油势分布图

6. 岩性油气藏可以富集在低位体系域，也可以富集在高位体系域

在海相沉积层序中，低位体系域在油气勘探中有着特殊的意义，是隐蔽油藏形成和分布的主要体系域。虽然 Vail 等提出的层序地层模型，明确指出了在各个体系域中储层形成条件、储层性质和储层分布的地理空间，并特别强调低位体系域对于储层预测的重要性，据 Baum 统计，世界上大部分油气田 86% 的储量赋存于低位体系域中，只有 12% 与水进体系域有关，2% 与高位体系域有关。

但陆相盆地具有受构造运动影响明显、湖平面升降频繁、多旋回、多沉积层序的特点，其不同体系域的含油性受凹陷类型、构造沉积发育史等多种因素控制，在不同类型凹陷中各体系域的含油性有所不同，无论是低位体系域还是高位体系域均可形成岩性油气藏的富集（图 4－29）。

对于以单旋回沉积为主的二连盆地小湖盆，巴音都兰和乌里雅斯太凹陷低位体系域沉积多表现为"填平补齐"性质，储层物性差，缺乏有效的烃源层，不利于岩性油气藏的形成。而高位体系域常形成扇三角洲、湖底扇等沉积体系，如乌里雅斯太凹陷发育湖底扇（图 4－30）等沉积体系，砂体发育，具有良好的储集能力。纵向上，砂体紧临湖侵体系域形成的泥岩集中段，油气供给条件优越，之上覆盖有湖侵体系域（或高位体系域）湖泛泥岩，封盖条件好，组成理想的生储盖组合，因此易于形成岩性油藏。

对于多旋回沉积为主的大型湖盆，如阿南凹陷，其湖盆形成早期，在凹陷边缘地区发育低位体系域沉积砂体，而在凹陷的沉积中心往往侧变为大面积烃源岩分布，从而形成旁生侧储的

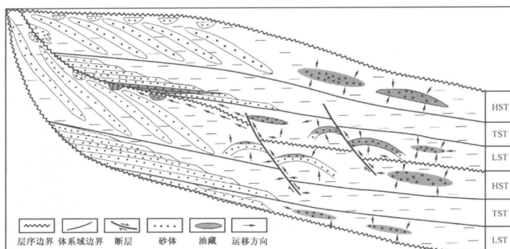


图 4－29　层序地层框架与油藏分布关系模式图

LST—低位体系域；TST—湖侵体系域；HST—高位体系域

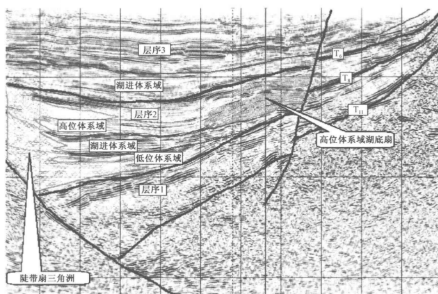


图 4－30　乌里雅斯太凹陷地震层序框架示意图

组合；同时，其上部湖侵体系域的广泛分布，既进一步丰富了油源条件，又提供了区域性盖层，形成上生下储成藏组合。因此，其低位体系域、高位体系域均有利于岩性油气藏的形成。

7. 勘探实践表明岩性油气藏的形成和分布具有优势性特征

近年来，我国东中部隐蔽油气藏的重大突破均是以岩性油气藏为主，西部也逐渐转入以岩性油气藏为主的隐蔽油气藏勘探阶段。

1）渤海湾盆地

（1）济阳坳陷。

随着勘探程度的提高，济阳坳陷主要的勘探对象转向了地层、岩性等隐蔽油气藏，20 世纪

90 年代初至今，隐蔽油气藏成为主要的勘探目标，在当年探明储量构成中占据了主导地位。在济阳坳陷，大型构造油藏发现率大幅下降，各种类型的隐蔽油气藏在年探明石油地质储量中的比例大幅上升，目前每年探明储量中的大部分来自于隐蔽油气藏。1996—2003 年，济阳坳陷钻探以隐蔽油气藏为主要目的的探井有 882 口，探井成功率达 75%，且呈逐年增高的趋势，累计探明隐蔽油气藏储量 6.46×10^8t，占到坳陷总探明储量的 60% 左右。到 2003 年末，已发现隐蔽油气藏储量 14×10^8t，占总储量一半以上。

（2）南堡凹陷。

冀东油田在南堡凹陷发现了一批新的地层岩性油气藏，高柳地区新增探明、控制和预测三级储量达到了 10×10^8t，占到凹陷总储量的 60% 以上，这些正在成为渤海湾盆地勘探史上的一个奇迹。

（3）辽西凹陷。

辽西凹陷是渤海湾盆地辽东湾坳陷一个较典型的富油气凹陷，探明程度也较高，特别是陆上中浅层。从目前分类油气藏探明储量构成分析，背斜油气藏占 39.6%，非背斜油气藏占 60.4%。

通过对辽西、辽东、大民屯、饶阳、东营凹陷分析，上述 5 个凹陷共探明储量 41.62×10^8t，其中隐蔽油气藏探明储量达 22.78×10^8t，占总探明储量的 54.7%，表明隐蔽油气藏探明储量已经构成了探明储量的主体，并且随着勘探程度的不断深入，其储量比重还会进一步增加，预计最终隐蔽油气藏探明储量将占到各主要富油气凹陷的 50% ~70%，甚至更高。如饶阳、东营、沾化、南堡、大民屯凹陷目前隐蔽油气藏探明储量已经占到 60% 以上，饶阳凹陷和南堡凹陷更是高达 90%。

2）二连盆地

在 2001—2003 年期间，二连盆地隐蔽油藏勘探不断获得了重大突破：在二连盆地巴音都兰凹陷和乌里雅斯太凹陷勘探多年来一直未取得实质性进展，通过向隐蔽油气藏勘探的战略思路转变，终于获得突破，巴音都兰凹陷总体储量规模已达到 5000×10^4t，并将建成年产 25×10^4t 的产能基地，乌里雅斯太凹陷储量规模已达到 5000×10^4t 级；吉尔嘎朗图凹陷 1998 年以后，按照“构造油藏”的思路一直未取得大的进展，2001 年开始，进入隐蔽油气藏勘探，在宝饶内带发现了多个受坡折带控制的岩性圈闭，发现 1000×10^4t 级优质储量接替地带；赛汉塔拉凹陷自 1996 年以来未上交探明储量，2000 年以来，积极转变勘探思路，终于发现赛 66 大型岩性油藏。二连盆地巴音都兰、乌里雅斯太和吉尔嘎朗图三个凹陷岩性油藏的储量规模占到这三个凹陷油藏总储量规模的 90% 以上。另外，二连盆地的洪浩尔舒特凹陷的勘探结果显示，新发现的油气储量纯构造的只占到 18.4%，岩性—构造油藏储量却占到 81.6%。

3）鄂尔多斯盆地

鄂尔多斯盆地因在 20 世纪 50 年代构造圈闭找油的理念指导下，举步维艰，而自 20 世纪 70 年代首先在马岭地区从地层岩性储层中找到亿吨级油田以来，已先后找到了 12×10^8t 的储量。鄂尔多斯盆地作为我国第二大含油气盆地，上古生界天然气勘探面积超过 $20\times10^4km^2$，发现的天然气储量主要是隐蔽岩性气藏。随着地质认识的深化，相继发现了榆林、乌审旗、苏里格等大型气田，展示了上古生界砂岩岩性气藏的良好前景，仅 2000 年发现的内蒙古伊克昭盟的苏里格大气田，天然气探明地质储量就达到 $6025.27\times10^8m^3$。据统计，在鄂尔多斯盆地发现的油气储量 95% 为地层岩性隐蔽油气藏。

4）松辽盆地

1975 年，在大庆油田东侧三肇向斜钻了第一口岩性油气藏发现井，其后经过 99 口探井预探，基本控制了三肇岩性油气藏的含油范围，相继发现了榆树林、朝阳沟、永乐、头台、宋方屯—模范屯、肇州、升平—卫星和长垣南等 7 个储量超亿吨的大油田外，在长垣以西的齐家—古龙凹陷，相继发现了齐家南、龙虎泡、葡西和新肇等 4 个储量超亿吨的大油田。在松辽盆地，除大庆长垣油田以外，其东西两侧向斜中又找到了十多个石油地质储量超过亿吨级的大油田，形成了总储量超过 $20 \times 10^8 t$ 的低渗透岩性油藏大型含油区。

5）其他盆地

世界油气勘探的经验表明，在高勘探程度盆地中，非构造油气藏的储量高者可占总地质储量的 65% 以上，同时往往易于形成大型和超大型油气田。因此，尽管该类油气藏勘探难度很大，但勘探意义更大。如美国落基山地区丹佛盆地，至 1960 年共发现 634 个油气田，其中隐蔽油气田就占 70%。苏联西西伯利亚地区，有一半的油气藏都具有岩性遮挡特点，背斜构造油气藏的面积占全盆地远景面积的 14%。苏联古比雪夫，油气产量有一半也是来自非构造油气藏。加拿大阿尔伯达省，到 1959 年共发现 70 个油气田，隐蔽油气田就有 46 个，占总数的 65%。

中国石油天然气股份有限公司探区岩性地层油气藏剩余可采资源量为$(24 \sim 40) \times 10^8 t$（据贾承造，2004），约占总剩余石油资源量的 42%。目前每年新增储量中地层岩性油气藏所占的比例逐渐增大，南襄盆地岩性油气藏储量占总储量的比例高达 84.6%，在胜利油田已超过 80%，大庆油田甚至已达到 100%。按此比例发展，中石油的新增储量中岩性油气藏储量很快会超过 50%。

随着我国东部老油区勘探进入中晚期，已经进入非构造油气勘探时代。虽然岩性圈闭具有隐蔽性，造成勘探难度很大，但其勘探潜力和勘探意义更大，是老油田增储上产的主力方向，也是今后勘探的重点所在。

二、柴西南区岩性油藏分布特征分析

迄今为止，柴西南区发现的岩性油藏并不多，现有情况下油气分布规律不易总结。尽管如此，从目前已发现的岩性油藏来看，其分布还以有一定的特征，主要表现在两个方面：都近源分布；绝大部分都发育在有利的三角洲—扇三角洲沉积相带上。

（一）柴西南区岩性油藏的“近源”分布特征

柴西地区 E_3^1 和 E_3^2 发育的烃源灶是本区的主力油气源，其中 E_3^2 烃源灶可能贡献最大，因为它的有效烃源岩厚度最大、成熟烃源岩分布的面积也最大；其次是 E_3^1 烃源灶。E_3^2 烃源灶与柴西大部分油气藏的分布关系密切。烃源灶连片分布，红狮凹陷和茫崖凹陷的 E_3^2 优质烃源灶对油气成藏的贡献最大。连片分布的 E_3^1 上段烃源灶对阿尔金山前油气藏的控制作用更明显。处于有效生油区内部及其上下层系和邻近地区的岩性圈闭，具有“近水楼台”的优势，易于捕获油气形成油气藏。

柴西南区输导系统特征决定了岩性油藏的近源分布特征。陆相含油气盆地的有效生油岩区位于持续下沉的坳陷或凹陷及其邻近地区。由于陆相地层的岩性岩相横向变化较大，油气侧向运移距离较短，柴西南地区更是如此：柴西南区以垂向输导为主，侧向输导能力有限，油气只能通过沟通油源的断层垂向近距离运移成藏。柴西南区已发现的岩性油藏如七个泉、红柳泉、尕斯库勒、乌南等都受有效烃源岩分布范围的控制（图 4－31）。

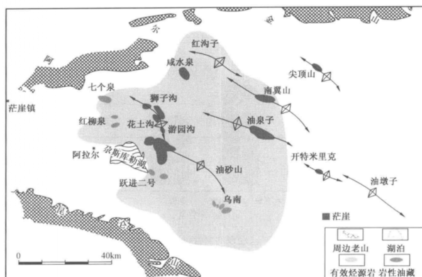


图4－31　柴西地区油气“近源”分布特征图

(二)柴西南区岩性油藏的“相控”分布特征

根据对柴西等地区不同沉积成因砂岩储层物性数据的统计发现，不同成因类型储集砂体也具有不同的物性特征(表4－3)，储层质量最好的为三角洲平原(前缘)分流河道(水下分流河道)、河流的河道砂体以及河口坝砂体，其次为(扇)三角洲前缘席状砂及滨浅湖滩坝砂体，冲积扇砂体的物性变化比较大。柴西南区已发现的岩性油藏大多数都发育在三角洲—水下扇这一有利的沉积相带中(表4－4和图4－32)。

表4－3　不同沉积砂体的物性特征表

沉积相类型		孔隙度(%)	渗透率(mD)	层位	代表地区(井)
冲积扇	—	16/2.7～28.8	0.1～681.4	E_3^1	七个泉
河流	辫状河	3.4～34.3	0.1～246	E_3^1、N_2^1	红柳泉、跃进
三角洲平原	分流河道	15.04	124.07	E_3^1	跃110井
三角洲前缘	水下分流河道	13.5	4.8	N_1	乌5井
	远沙坝	7.07	0.23	N_1	乌5井
滨浅湖	沙滩	5～15	<9.8	E_3^1、N_2^1	乌南

据杭州地质所的研究报告，柴西南地区三角洲相带的透镜状细粒储集体有以下主要特征：

(1)粒度较细，结构成熟度较高，成分成熟度较低。主要岩性为粉砂岩—细中砂岩，分选好—中。长石岩屑砂岩为主，含部分岩屑砂岩或岩屑长石砂岩。

(2)碳酸盐和硫酸盐胶结物较发育，泥质含量低。砂岩中碳酸盐胶结物平均含量为4%～16%，其中，E_3^1储层中碳酸盐胶结物含量低于N_1和N_2。硬石膏及沸石类主要发育于N_1和E_3^1。泥杂基一般低于2.5%，局部见灰泥杂基(含量5%～15%)。

(3)原生粒间孔为主，颗粒溶孔为次。

(4)发育较优质储层，古埋深是主控因素，其次为岩性和盐湖沉积环境。储集性质以低孔

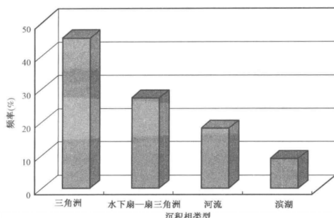


图 4-32　柴西南区已发现的岩性油藏沉积相频率分布图

低渗为主，发育中高孔、中高渗储层，较优质储层主要分布于柴西南区的红柳泉至南(北)乌斯地区。柴西南区 E_3^1 以低孔低渗为主(约占 40% ~50%)，中孔中渗约占 5% ~15%；N_1^2—N_2 普遍发育中高孔、中高渗储层，孔隙度为 15% ~27%，渗透率高达几百至上千毫达西。如以渗透率 2mD 作为下限，则该区粉细砂岩有效储层的古埋深为 3500 ~3700m，中—粗砂岩有效储层的古埋深为 4300 ~4500m。

(5)三角洲前缘和滨湖是主要含油相带，也是下步岩性油气藏勘探的主要目标，该区 E_3^1、N_1^2 含油相带主要为三角洲前缘的水下分流河道、河口坝以及滨湖沙坝，N_2^1 在砂西、尕斯和跃进地区也有以三角洲平原作为含油相带的。

(6)岩性油气藏勘探潜力较大，三角洲前缘—滨湖相带是岩性油藏勘探的主要目标，其次为中小型的浊积砂体岩性油藏和在一定构造背景下的上倾岩性类灭砂体岩性油藏。

表 4-4　柴西南区主要岩性油藏储层性质表

油藏名称	圈闭类型	层位	主要沉积相	岩性
跃地 1 井区	岩性	N_1	三角洲	粉砂岩
跃进二号东高点	构造岩性	E_3^1	滨湖亚相砂坪微相	粉砂岩、细砂岩
七个泉浅层	背斜岩性	N_1^2—N_2^1	水下扇	细粒砂岩
七个泉深层	背斜岩性	E_3	水下扇	砂岩、含砾砂岩、砾岩及粉砂岩
绿草滩浅层	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩
尕斯库勒	岩性构造	N_1—N_2^1	网状河流相	中细砂岩、砾状砂岩为主，次为粉砂岩
跃进四号	鼻状隆起岩性	N_1	三角洲平原亚相	粉砂岩、泥质粉砂岩
南参 2 断块	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩—细砂岩
乌 4 断块	构造岩性	N_2^1	三角洲相	粉砂岩为主，次为细砂岩
狮子沟浅层	(岩性)背斜	N_1	扇三角平原	粉、细砂岩、细—含砾砂岩
红柳泉	岩性	E_3^1	(辫状)河流相	粗粉砂岩

总的说来，发育于有效烃源岩内部，位于扇三角洲、三角洲前缘斜坡带的浊积扇（包括湖底扇、三角洲前缘滑塌浊积扇）岩性圈闭，具有良好的成藏条件，油气生成运移和保存都具有得天独厚的优势，受技术手段影响，虽然现今发现很少，但根据柴西南区三角洲发育的特点，这种油气藏具有很好的勘探前景。另一方面，中浅层构造低部位发育的三角洲平原亚相和三角洲前缘亚相的水下分流河道微相砂体，如果有油源断层沟通，也具有良好的成藏条件。

因此，综合分析柴西南区岩性圈闭成藏条件和分布特点，结合东部岩性油藏的分布规律，预测柴西南地区岩性油藏发育的两大有利层段是：发育于烃源岩内部的叠合连片的薄层砂体；发育于烃源岩之上构造低部位的有断层沟通的砂体。

第五章　岩性油气藏勘探技术对比分析

随着勘探程度的提高，岩性地层油气藏探明储量所占比重越来越大，现已成为我国陆上油气勘探的重点领域。20 世纪 50 年代，通过借鉴国外勘探研究经验，初步认识到岩性地层油气藏的成藏条件，在准噶尔盆地西北缘勘探发现了一些浅层地层油气藏（胡见义等，1986）。60—70 年代，随着中国油气勘探战略东移，在松辽盆地和渤海湾盆地找到了一批大型构造油气田的同时，在渤海湾盆地发现了任丘、高升、欢喜岭等大型岩性地层油气田（翟光明等，1996；邱中建等，1999）。80 年代，随着多次覆盖数字地震技术的广泛应用，以地震相、储层预测、沉积体系、成藏条件等研究为基础，找到一些具有明显前积结构特点的砂砾岩体岩性油气藏和区域不整合遮挡地层油气藏（张万选，1988）。90 年代以来，随着高分辨率三维地震大面积采集和层序地层学等理论方法的引入，极大提高了岩性地层油气圈闭识别准确率和储层预测精度，岩性地层油气藏勘探取得丰硕成果，在松辽、鄂尔多斯、准噶尔、塔里木等盆地，发现了朝阳沟、榆树林、肇州、安塞、靖安、哈得逊等十几个亿吨级的岩性地层大油田。近几年岩性地层油气藏探明储量占中国石油的 50% 以上（图 5－1），2003 年三级储量超过 60%。

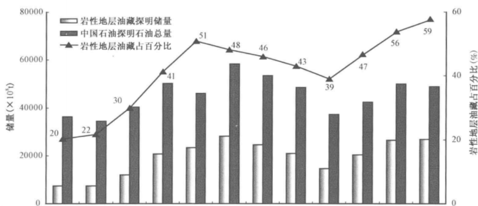


图 5－1　中国石油 1991—2002 年探明储量直方图（贾承造，2004）

近年来，中国石油组织技术攻关与勘探部署，极大地推动了岩性地层油气藏的勘探与研究。各有关部门积极转变勘探思路，大力推进岩性地层油气藏勘探，加强对岩性地层油气藏的基础理论研究。但该领域还面临一系列理论、技术与勘探的问题。在理论上，控砂因素、控藏因素、富集条件与成藏规律均未形成系统认识；在技术上，砂体的描述与储层预测、油气层保护、低渗透压裂高产等技术尚未完全配套；在勘探上，构造勘探思路已很成熟，但岩性地层油气藏的勘探程序，尤其是二级勘探区带的确定与工业化图件还未提出明确的意见。因此，对该领域有针对性的重点研究具有重要价值。

通过近几年的探索和实践，胜利油田、华北油田、冀东油田南堡凹陷高柳地区、吉林油田大情字井区、大港油田歧南凹陷南斜坡等在隐蔽油气藏勘探方面都取得了重要突破。其中，勘探思路的转变和新技术、新方法的应用是取得突破的重要因素。随着我国含油气盆地勘探程度

的不断提高,加强岩性地层油气藏形成条件与分布规律研究,开发适合于岩性地层油气藏勘探的方法和技术,将成为越来越重要的研究方向。建立一套比较完善的勘探理论、方法和技术,对于推动岩性地层油气藏勘探具有十分广阔的应用前景。本章以胜利油田、冀东油田和二连盆地为例,系统总结了东部断陷盆地岩性油气藏的勘探思路、流程以及岩性油藏勘探中用到的配套技术和关键技术,为柴西南区岩性油藏勘探提供参考。

第一节　隐蔽油气藏勘探的主要问题

隐蔽油气藏的勘探虽然不是新的课题,但由于隐蔽油气藏本身具有圈闭识别难度比较大、钻前预测的可靠性比较低、且其形成机理比较特殊等一系列特点,使得隐蔽油气藏勘探变的比较困难,勘探成效往往不是很高。

一、隐蔽圈闭识别的难度比较大

地层岩性类油气藏由于没有外部构造形态,含油气圈闭难以确定,具有较为隐蔽的特点,用传统的构造勘探方法难以准确识别。而对薄砂体中的隐蔽油气藏的预测,则是难度更大的工作。具体地说,主要包括以下几个方面:

(一)目标砂体厚度往往小于地震垂向分辨率

一般来说,地震调谐厚度相当于地震子波的1/4波长(Lindsey,1975;Nath等,1975),而子波的调谐厚度实际上就是子波的垂向分辨率。因此,只有当地层厚度大于1/4波长时,地层的顶和底才能从地震剖面上通过视厚度(楔状地层地震响应复合波形中波谷到波峰的双程旅行时间差)直接分辨出来,视厚度可以代替真厚度(每一道上地层顶界面和底界面之间的双程旅行时间)。但当地层厚度小于地震子波1/4波长时,常规地震剖面上很难用地震子波时差分辨地层的顶和底,不论地层真厚度如何变化,视厚度都不再改变,也就是说顶、底两个反射单波相距很近,它们叠加复合后形成一个单峰—单谷复合波,而该复合波的波谷和波峰点的位置不再是原地层顶和底的实际位置,只有用相对振幅(楔状地层地震响应复合波形中波谷点到波峰点的水平间距)检测出来。一般薄互层由于砂体顶底界面之间距离小于或远小于地震波的波长,使得在薄互层油气藏的反射波场中看不到单一的波形特征,而是复合波形态。由于地震波是由不同频率的谐波组成,除主频外,带宽和相位是影响复合波形特性的主要因素,此外,地层介质性质、吸收衰减等其他因素都对复合波有相应的影响。因此,地震垂向分辨率影响了砂岩体的识别。

(二)地震反射异常体的边界模糊不清

地震反射异常体多为在一定的地震层序内部某一特定的空间区域,具有异常的或特征性的内部反射结构和外部形态的地质体。往往是生物礁或滩、河道或浊积砂体,以及滑塌堆积、火成岩侵入体或盐丘等,具有形成岩性圈闭的条件。沉积作用形成的地震反射异常体通常代表一个好的储集体或沉积相带,只要具有充足的油源条件,就可形成岩性油气藏,成为有利的勘探目标。引起地震反射结构异常的因素很多,从而不易判断和分析地震反射异常体的地质属性,地震所能识别的地质体的宽度往往是有限的,常规地震剖面上异常反射体边界常模糊不清。

(三)砂岩体上倾方向遮挡条件难以确定

砂岩体上倾尖灭油气藏的圈闭条件是砂岩在上倾方向尖灭并相变为不渗透岩层,这些储

集体如果尖灭在烃源岩中，可形成原生型的上倾尖灭油气藏。地震所能识别的地质体宽度往往是有限的，通常受横向分辨率即菲涅尔带直径的制约：菲涅尔带直径越大，横向分辨率越低，反之，横向分辨率则越高。也就是说，面积大于菲涅尔带的反射面横向上容易分辨，小反射面则难以分辨。当砂体断开断距较小且小于菲涅尔带直径时，在常规地震剖面上同相轴没有相应断开而是连续的，具有"层断轴不断"的特点，容易造成砂体上倾连通而没有遮挡的假象。

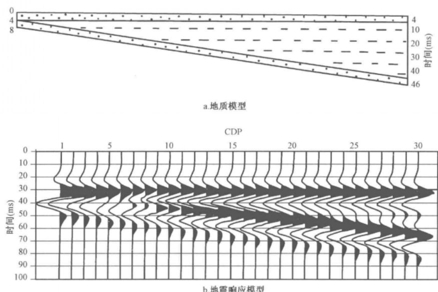


图5-2　基本薄互层砂体地质与地震模型

另一方面，如图5-2所示，当两个砂层相距较近时(小于CDP第6道)，地震反射波形已不能分辨这两个砂层，复合波形与一个砂层的响应相似，但振幅要大一些；当两个砂层相距一定距离时(从CDP第7道开始)，从地震反射波形上能够分辨出两个砂层。由于垂向分辨率的影响，使得下部砂层在CDP第7道处因同相轴中断产生砂体尖灭的假象，具有"轴断层不断"的特点。而实际上，下部砂体的尖灭点在CDP第1道。因此，由于地震横向分辨率的影响，砂岩体的上倾方向是否遮挡常常难以确定，尤其是薄层砂体上倾方向有无岩性尖灭封闭或早期断层封闭，在常规地震剖面甚至地震切片上也难以有肯定的结论。

(四)利用地震资料识别隐蔽圈闭存在多解性

1. 圈闭类型的多解性

地震反射类型虽然是沉积体系类型在地震反射剖面上的反映，代表了产生其反射的沉积物的一定岩性组合、层理和沉积特征。但由于地震反射波分辨能力的限制，地震反射类型不是沉积微观特征的表现，而是沉积宏观特征的反映。同时，同一反射模式参数可以由多种地质作用产生。因此，地震反射类型和模式也具有多解性。例如上倾尖灭与倾斜不整合面遮挡、削截与顶超可能存在争议。上倾尖灭往往是岩层在上倾方向的厚度逐渐变薄以至消失，时间剖面上总的表现为同相轴的合并靠拢，相位减少；不整合面是地壳升降运动引起的沉积间断。

不整合面以下的反射相位依次被不整合面以上的反射波相位所代替，以致形成不整合面下的地层尖灭，并形成不整合遮挡圈闭。侵蚀作用的剥蚀代表地层受侵蚀所致，反映地层的沉

积作用后期抬生并沿一个不整合面被剥蚀，是层系顶部不整合的最可靠的标志；顶超则是局部地区的侵蚀基准面过低，在地层无法进一步向上倾方向加积的情况下，沉积物被冲刷越过该处产生的。但两者通常难以区别，有时从地震剖面和切片上无法确定。

2. 岩性的多解性

由于不同岩性的速度存在重叠性，并非一一对应关系，同一岩性的速度具有多解性。实践证明，不同构造背景下砂泥岩速度会有明显的差别，即使构造背景相同，岩相垂向组合的差异也会影响到速度类型，一般在沉积盆地存在四种砂泥岩速度类型（图 5－3）。

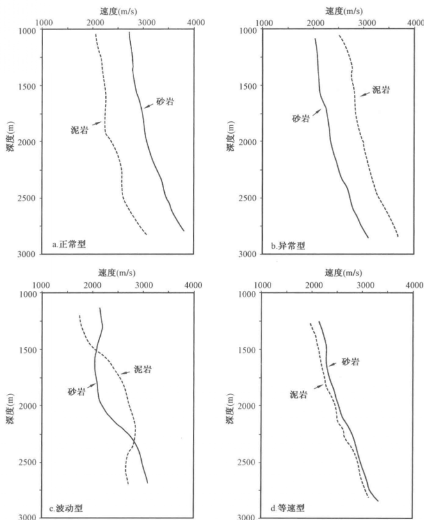


图 5－3　沉积盆地砂泥岩速度类型图（据刘震，1993）

（1）正常型。砂岩速度高于泥岩速度，这种类型比较常见。如辽东湾凹陷锦州 14－2－1 井，其东营组和沙河街组的砂岩速度均比泥岩速度高出约 600m/s。

（2）异常型。砂岩速度明显低于泥岩速度。如绥中 36－1－7 井的东下段，由于埋深较浅（约 1500～2000m），砂岩压实程度低，固结性差，速度偏低；而泥岩中普遍含有钙质，使得泥岩

速度增大。泥岩速度比砂岩速度高出约 300m/s。

(3)波动型。随着埋深的变化,砂岩速度时而高于泥岩速度,时而又低于泥岩速度,砂泥岩速度随埋深交替变化。

(4)等速型。砂岩速度与泥岩速度非常接近,其差值一般小于 150m/s。

正常型和异常型在岩性解释时较易使用;而波动型则需要再进行精细地层对比,并在纵向上再划分为若干个正常型和异常型;而等速型最难使用,因其速度太小,而地震速度本身的误差就可能超过砂泥岩的速度差,故预测的岩性就不可能准确。因此,导致地震资料预测岩性存在多解性和不确定性,例如钻前地震资料预测的是一个砂岩透镜体,结果钻井往往发现是一个透镜状的高速泥岩体(钙质胶结泥岩)。

3. 圈闭体是否可以细分存在多解性

往往一个大型岩性圈闭很能吸引人的注意力,在地震剖面上较容易识别。而大型岩性圈闭体的内部各单元体的地质特征、接触关系等是准确描述和评价其圈闭特征的基础。在岩性体比较厚时可根据外形与反射特征在总体上加以识别,但对其中的每个单层无法分辨。内部是否存在若干个小一点的单元体,且这些单元体是否连通,对于进行圈闭体的精细描述有着重要的影响,虽然近年来各种波阻抗反演方法和技术有了很大发展,但波阻抗反演受岩性稳定程度、初始地质模型、地震频带宽度、分辨率及信噪比和钻井井位分布等的影响,同样具有多解性。而目前地震还不能完全解决大型岩性圈闭内部各地质单元的特征及其之间的接触、是否连通情况,使得在圈闭体精细描述和评价方面存在一定的多解性。

(五)隐蔽圈闭带的展开比较困难

沉积盆地内地层岩性等隐蔽油气藏的分布与沉积相特征密切相关,不同类型沉积盆地和盆地内不同区带,由于各自沉积条件不同,导致砂岩类型和分布、岩性岩相带的变化及地层不整合发育程度均有一定的差异性,相应形成各种类型的隐蔽圈闭类型和隐蔽圈闭带,呈现成群成带分布的特点,并具有一定的分布规律。而不同类型沉积盆地或同一沉积盆地内不同凹陷的地质结构和演化史不完全相同,在地层岩性圈闭类型和展布方式上具有自身的特殊性。由于隐蔽圈闭的形成较复杂,隐蔽油气藏的预测研究多是针对特定地区进行隐蔽油气藏的预测,并不能展开和推广到相邻地区。当对区域沉积体系及隐蔽圈闭分布模式认识不清时,即使当某一个隐蔽圈闭证实有效后,也很难在其周围继续扩大战果,找到更多的隐蔽油气藏。

二、隐蔽油气藏形成条件钻前预测难度大

隐蔽油气藏的成藏条件与构造油气藏不同,有其自身的特点。对地层岩性油气藏而言,胡见义(1986)认为地层、岩性圈闭的形成条件取决于岩性尖灭线、地层超覆线、地层不整合面、储集体的顶、底板面和断层面。这六个因素的配合,可形成多种类型的地层、岩性圈闭。曾溅辉(1998)认为岩性油气藏的成藏并不完全依赖于构造条件,油源、储集性能和生储盖组合则显得尤为重要。实际上地层岩性油气藏的成藏条件因盆地类型、同一盆地内各凹陷的地质特征不同而异。另外,在隐蔽油气藏成藏条件中往往被忽视,同时也极其重要的如地层圈闭捕获油气的运移通道、驱使油气进入圈闭的运移动力(尤其是成藏期的流体动力场特征)、储集临界物性和圈闭盖层的封闭条件等方面的因素在钻前一般不容易做到精确预测。这些因素贯穿于地层岩性圈闭成藏的整个过程,是关系到其成藏条件是否有利且能否成藏的关键因素,但确实也是钻前难以深入认识和确定的。

（一）储层物性钻前预测精度较低

钻前储层物性的预测主要是砂体孔隙度的地震估算。地震信息预测孔隙度的原理就是利用时间平均方程来建立储层孔隙度和地震波传播速度之间的关系，来求取和预测其孔隙度。但时间平均方程是统计意义上，把均匀孔隙性介质等效为纯基质介质与纯孔隙流体介质的串联。而实际地层常具有非均质性，砂岩体含有泥质、发育有裂缝及孔隙中含有流体，这些都导致运用时间平均方程计算储层孔隙度存在较大误差；而渗透率、含油饱和度等的预测无一不是依据各自与孔隙度的拟合关系或经验公式来计算，难以适应勘探工作中储集砂体物性研究尤其是薄砂体物性条件分析的需要。因此钻前储层物性的预测精度有限，这就给隐蔽圈闭成藏条件中储层物性预测带来很大困难。

（二）盖层条件难以预测

在油源充足和圈闭条件良好的情况下，盖层的有效性决定了地层岩性圈闭能否成藏及成藏后能否保存下来。封盖保存条件直接影响隐蔽圈闭的油气聚集、保存和富集程度。盖层封盖性一旦丧失，储层之间、储层与地表之间产生了水动力联系，盖层就失去了有效性，油气藏也将受到破坏。泥质岩盖层在形成演化过程中，其封盖能力随不同演化阶段而发生变化：毛细管封闭形成时间最早，对于封闭烃源岩排出的天然气是有效的。压力封闭或抑制封闭作用只有当形成时期早于或接近与烃源岩大量排气期时，才能有效封闭。

影响盖层封盖条件的因素很多，也很复杂，沉积作用控制了盖层的岩性、厚度和封闭性能；构造作用控制了盖层的死孔隙、裂隙的连通性和断层裂缝的发育程度；成岩作用控制了盖层的突破压力大小、物性因素等封盖性能。由于地震资料的品质、分辨率及预探阶段波阻抗反演的可靠性有限，钻前隐蔽圈闭盖层的存在与否、厚度和封盖性能等都难以预测。

（三）油气运移通道复杂多变，难以识别

盆地内油气运移通道由不连续封闭面的三维空间展布决定，封闭面下部输导层的岩相变化、断层位置和穿层封闭等形成横向封闭遮挡，使油气运移通道复杂化。不同类型运移通道在同一含油气系统中的叠合亦使其更加复杂。另外由于地形的差异、水动力条件不同，可使油气运移路径发生改变。

高孔渗岩体、断裂或裂隙体系、可供流体运移的不整合面及其相互有机组合都可以作为油气运移至隐蔽圈闭的通道，而运移通道的类型受控于盆地的构造类型、沉积充填特征、地层格架特点、流体活动方式等诸多因素。一般来说，在拉张型盆地（如裂谷盆地）中，断陷结构及其断层组合系统是其主要构造格架样式，断层通常起着油气运移主干道的作用；对于挤压型盆地（如前陆盆地），其逆冲断层则为运移主干道；在相对较稳定的大陆边缘型盆地，渗透性好的地层为油气运移的输导层；而在快速沉降的大陆边缘型盆地，异常高压流体的存在可以造成水力破裂，形成由断裂和裂缝组成的运移通道，常表现为以垂向运移为主。不同类型的运移通道及输导能力有很大差异：断层各个演化阶段的封闭性（垂向和侧向）对油气运聚有着很大影响，而岩性输导层的孔渗等表征其输导能力的物性参数的空间变化和分布则显得尤为重要。但目前油气运移时期运移通道的三维空间结构及输导油气的能力目前研究程度还不够深入。

三、隐蔽圈闭成藏机理具有特殊性

（一）仅靠初次运移就可以成藏

初次运移是形成岩性油气藏的关键。陆相盆地地层沉积相带窄，油气运移距离短。长期

继承性发育的凹陷，大都是生油区的核部，生油层中往往沉积席状或透镜状储层，多发育岩性油气藏。因此，岩性圈闭一般与烃源岩层同期形成，并常常与烃源岩直接接触，油气以短距离运移为主，主要以孔隙或裂隙作为通道，在压实作用产生的压力差和浮力的作用下，油气经初次运移进入生油岩内砂岩体或邻接的砂岩体直接聚集成藏，并且大量事实证明了一般烃源岩中的砂岩透镜体往往都有油气聚集。

(二)只有具备汇流条件时才可能形成大中型油气藏

具有充足的油源条件下，油气在运聚过程中，只有沿渗透性砂层、开启断层、渗透性较好的不整合面及裂隙(缝)带等运移主干道，经过汇流才能形成大型的隐蔽油气藏。否则，盆地烃类流体流向由于运移主通道形态变化呈现发散流则难以在隐蔽圈闭中形成具有大规模的油气聚集。圈闭与烃源岩位置关系影响油气的捕集量，位于生烃中心边缘的圈闭油气捕集量相对最多，而位于生烃中心和远离生烃中心的圈闭其捕集油气的能力会降低。生油凹陷中心的圈闭其捕集量是比较小的，油气以初次运移为主，二次运移不明显，只能形成小型油气藏。生油凹陷边缘的圈闭因存在较大的受油面积，即存在油气汇流作用，二次运移明显，才可以捕集大量油气，形成大中型地层岩性油气藏。

(三)隐蔽油气藏现今可以分布在低势区，也可以分布在高势区

构造油气藏一般多位于流体势的低势区，而隐蔽油气藏可以分布在低势区，也可以分布在高势区。这是由于受泥岩地层的封闭作用，岩性圈闭各自独立，互不连通，在成藏初期受流体势的控制，岩性油气藏发育在相对低势区，但到埋藏后期，随着地层埋深加大，地层温度不断增加，地下深部产生明显超压，早期原生砂岩体油藏部位的相对低势区由于烃类流体的聚集而逐渐变为相对高势区，但砂岩体内的油气却不可能再发生运移，从而表现出高势区含油的现象。对于隐蔽油气藏勘探而言，显然不能只注意低势区的勘探目标，高势区的勘探目标同样具有重要的勘探价值。

(四)后期构造破坏相对较小

一般油藏在形成之后，由于受到后期构造运动的影响，许多油藏会受到破坏，造成油气的散失。但隐蔽油气藏由于其大多分布在构造运动较弱的部位，而且隐蔽油气藏的分布范围一般较小，因此，它一般不易受到后期构造的破坏，保存条件相对要优于构造油气藏。

1. 剥蚀破坏程度弱

陆相湖盆中富油气凹陷一般发育多套受构造和沉积控制的生油层及多种类型的储层和圈闭，地层岩性圈闭分布广泛。生油凹陷内的岩性油气藏四周往往被生油岩所包围，多为自生自储的岩性油气藏。隐蔽油藏大多长期处于继承性沉降环境中，沉积过程中，剥蚀作用对该类油藏的破坏作用相对较小。

2. 断层破坏程度低

隐蔽油藏大多发育在构造活动较弱的部位，深大断裂不发育，即使发育一些小的断裂，其活动性也不强。此外，由于隐蔽圈闭一般分布范围较小，因此，断层对隐蔽油藏的影响很弱，隐蔽油藏比较容易保存下来。而构造油气藏受后期构造活动影响较大，油气会发生破坏和再分配。

3. 水动力破坏程度小

构造油藏在水动力较强时，油藏中油气可能被水冲走，油藏会遭到破坏。而地层岩性油藏

往往是独立的砂体，受水动力的破坏作用很小。加之，地层岩性圈闭中的渗流非均质性一般比较明显，水动力作用不会很强，故油气比较容易保存下来。

第二节　勘探思路对比

针对以上岩性油气藏成藏机理的特殊性，加之勘探过程中面临着多种待解决的问题，势必要求我们在勘探中要不断地转变观念、创新认识，要反复的认识老资料，要时刻意识到，“油气首先在地质家的头脑里”。在岩性油气藏的勘探过程中要不断解放思想，要始终充满找油的激情。通过有意识地积极引导和培训，整个勘探系统找油的意识进一步增强，找油的思路得到转变，思想进一步解放，思维空前活跃。随之而来的是找油的领域不断扩展，以前认为潜力不大的地区，现在转变思路以后，也已开始开展工作；以前认为不可能形成大油气田的地区，通过转变勘探思路、配套技术攻关，找到了大油气田。另外，要用发展的眼光看问题。新的地质理论和知识在不断涌现，新的地质资料在不断增加，勘探工程技术在不断快速发展，勘探工作者的知识水平和解决地质问题的能力也在不断增强，相应的我们对地下情况的认识程度在逐渐提高。因此，如何用发展的眼光看问题，重新认识自我、重新认识地下、重新认识工程技术的潜力，就成为勘探工作能否取得新突破的关键环节。

一、断陷盆地勘探思路总结

（一）二连盆地岩性油气藏的“滚动勘探”

二连盆地位于我国内蒙古自治区的中北部，东起大兴安岭，西到乌拉特中后联合旗一带，南界为阴山山脉北麓，北至中蒙边界，东西长约1000km，南北宽20～220km，总面积$10\times10^4km^2$，是我国陆上大型沉积盆地之一。

在2001—2003年期间，二连盆地隐蔽油藏勘探不断获得了重大的突破：巴音都兰凹陷总体储量规模已达到5000×10^4t，并将建成年产25×10^4t的产能基地；乌里雅斯太凹陷储量规模已达到5000×10^4t级；吉尔嘎朗图凹陷发现1000×10^4t级优质储量接替区带；赛汉塔拉凹陷发现赛66大型岩性油藏。隐蔽油气藏已经成为储量构成的主体，二连盆地油气勘探进入了以隐蔽油气藏勘探为主的新阶段。这一喜人勘探成果的取得，与二连盆地地质勘探者们转变观念和深化认识分不开。

1.“四个转变”的勘探找油观念

二连盆地油气勘探工作经历了蜿蜒曲折的发展历程。自1955年以来，勘探大致经历了四个主要勘探阶段：第一阶段是地质调查、盆地初评阶段（1955—1976年）；第二阶段是区域勘探、战略突破阶段（1977—1981年）；第三阶段是资源落实、建设油田阶段（1982—1989年）；第四阶段是发展勘探、增储上产阶段（1990—1999）。2000年以前总的来说是处于以构造勘探为主的阶段。但随着勘探程度的不断深入，发现规模储量的难度越来越大，勘探工作面临着严峻的形势：（1）地震勘探程度高，主要构造带已基本被三维覆盖；（2）钻探程度高，主要构造带钻井密度大；（3）构造油藏勘探程度较高；（4）油田资源接替困难，产量连年下降。

2000年以来，主动转变观念，更新找油思路，创新地质思维，有的放矢地开展研究工作，深化基础研究，创新认识，主攻隐蔽油藏，勘探进入新的阶段。然而，隐蔽油藏勘探本身就具有很高的难度。特别是二连盆地多为窄条状断陷湖盆，砂体薄且规模小，又具有异常低压。同时，随着勘探程度不断深入，油气勘探工作无论在横向上的凹陷与凹陷、区带与区带之间，还是在

纵向上的不同层系之间，都存在明显的不均衡性。

这些困难让二连的勘探家们意识到，通过认识上的创新，将有可能带来油气勘探新的发现和突破。而且，随着三维地震技术、特别是提高分辨率采集和处理技术的进步，以及储层横向预测技术的发展和油藏描述技术的完善，也为隐蔽勘探目标的发现识别、落实评价提供了良好的资料基础和技术条件。

通过以上分析，制定了“立足富油凹陷、着眼三新领域、寻找大目标、力求大发现、加大预探力度，大胆探索隐蔽油藏勘探领域”的勘探战略，实现了勘探找油观念的转变，具体表现在以下四个方面：

1）勘探思路的转变

由构造向岩性的转变，有意识地探索隐蔽油藏；由正向构造带向负向构造区的转变；由构造带高部位向构造带翼部的转变；由环洼到洼槽的转变；由单一类型油藏向多种类型油藏的转变。

2）勘探手段的转变

核心工作方式和研究方法由以往以构造油藏为主要勘探对象时期的“精细构造解释，落实圈闭高点”转变为现今突出岩性油藏勘探时期的“精细沉积储层解释，落实砂体空间展布形态”。

尤其值得提出的是，勘探新技术的不断发展为油气勘探提供了更多的研究手段和技术保障，如层序地层学的发展，为等时地层格架的建立、不同时期沉积砂体的识别和精细对比，提供了理论依据；高分辨率三维地震采集、地震资料连片处理和目标精细处理技术的广泛应用，提供了更好的地震资料；储层预测和油藏描述技术的不断发展和完善，为岩性油藏的识别和勘探提供了技术保障。

3）研究方法的转变

由过去相对单一的石油地质研究方式，转变为综合应用石油地质学、沉积学、层序地层学等多种理论，多角度、多方位全面开展研究与评价。

4）组织形式的转变

隐蔽油藏的成藏条件更加复杂，需要对其构造、沉积储层、储集体空间变化和含油性进行全面研究评价，因此，成立多学科课题组是进行隐蔽油藏勘探的有效组织形式。目前的勘探研究工作已由过去地质、物探分头研究，构造解释、沉积储层、新技术应用、圈闭评价独立分析，转变为组成多学科多专业项目组，地质、物探、测井有机结合，开展联合技术攻关，实现优势互补，解决关键问题。

正是由于勘探观念的转变，拉开了华北油田隐蔽油藏勘探的序幕，为实现隐蔽油藏勘探的突破提供了重要的前提。

2. 深化地质上的创新认识

隐蔽油藏与构造油藏相比，由于油藏类型不同、成藏条件不同，油气分布与富集规律不同，不同凹陷或区带的成藏条件也不同，因此，隐蔽油藏的勘探必须创新认识和研究思路。

二连盆地近几年隐蔽油藏的发现无一不是创新认识的结果，如宝力格油田的发现就在于通过创新认识，构建了新的扇三角洲砂岩上倾尖灭岩性油藏成藏模式，从而实现了巴音都兰凹陷勘探的历史性突破，并由此打开了二连盆地隐蔽油藏勘探的新纪元；而乌里亚斯太凹陷隐蔽油藏勘探的突破就是在提出了坡折带控制油气分布，湖底扇主沟道、辫状沟道控制油气富集等

新认识的基础上，构建出了岩性油藏的成藏模式，通过整体实施，南洼槽的储量规模达到 5000 $\times 10^4$t 级。

3. 广泛应用的新理论、新技术

隐蔽油气藏勘探的难点和关键是目标的落实与评价。勘探技术的进步，特别是先进适用勘探配套技术的广泛应用是油气勘探发现和突破的有力保障，同时也是降低油气勘探成本的有效途径。

毋庸置疑，新技术应用是勘探取得突破的有力保障，勘探中的每一个发现都依赖于勘探技术的进步与发展。没有技术的进步，没有先进适用勘探技术不断推出、发展和大力应用，就没有勘探的大发展。

为确保新技术的推广应用，在具体工作过程中，特别要注意做到以下三个方面的工作。

一是做到三个结合，即：(1)新技术应用与地质综合研究的有机结合：地质研究是基础，新技术应用是手段；(2)新技术应用与勘探目标的有机结合：针对不同的勘探目标类型，选择最合适的最有效的新技术方法；(3)新技术应用中，做好不同专业人员之间的有机结合，建好层序、构造、沉积、储层各种地质模型，优选出最具特征的参数，选择最佳的新技术手段，对预测结果做出最合理的地质解释。

二是做到三个转变，即：(1)由提高应用水平向提高应用成效的转变。要通过新技术的应用，解决勘探生产和科研中的关键问题，不断促进勘探的突破和发现；(2)由单一型人才向综合型人才的转变，最大限度地培养造就一支既懂地质，又懂物探，又掌握先进新技术的高素质科研队伍；(3)新技术应用，特别是储层预测要由圈闭的外形描述向岩性、物性、含油性描述的转变。

三是实施三项措施，即：(1)管理措施：制定新技术应用的管理办法，把新技术应用规范化、制度化；(2)培训措施：专家讲学、外出培训、自我培训、项目培训；(3)激励措施：对掌握并能熟练应用几种新技术的科研人员，给予适当奖励，鼓励大家多学新技术，多用新技术，创造形成学习新技术应用新技术的良好氛围；对在新技术应用中表现出色的科研人员给予适当奖励，鼓励大家不断提高新技术应用水平；对应用新技术在勘探重大突破中发挥重要作用的科研人员给予重奖。

4. 反复认识老资料

研究和勘探实践都已证实，反复认识老资料是勘探不断取得突破的有效途径。

老区勘探最大的优势在于资料众多——地震多、钻井多、油藏多、油田多，深化老区勘探，就要不断地重新认识、反复认识这些老资料，进而重新认识老凹陷、老区带、老油田、老油藏、老井，要不断从老资料中去发现新的线索，找到新的勘探突破口。

回顾近三年来二连盆地隐蔽油藏勘探上的重大突破，无不与对老资料的重新研究、反复认识直接相关，如巴音都兰、乌里雅斯太凹陷的突破就是因为重新认识老凹陷，转变找油思路，大胆探索隐蔽油藏的结果。

勘探实践充分证明，反复认识、不断创新是深化老区勘探、在高勘探成熟区不断取得突破的有效途径。

5. 高效的"滚动勘探"模式

岩性油藏受构造—沉积体系的双重控制，分布规律、运聚机理复杂，预测难度大。近几年通过对隐蔽油藏的勘探实践，认为"滚动预测—滚动评价—滚动钻探"的滚动工作方式是行之

有效的途径(图5-4)。

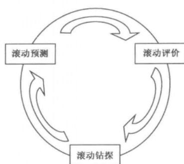


图5-4　二连盆地隐蔽油藏勘探模式示意图

(1)滚动预测。在勘探初期钻井较少的情况下,开展储层早期预测,建立粗略的地质模型,大体预测隐蔽圈闭的形态、范围;勘探取得突破后,增加了新的钻井资料,对储层和隐蔽圈闭进行二次重新预测;二次预测的结果会带来新的认识,可能导致新的钻探突破。再利用新的钻井资料,再次对储层和油藏进行新一轮的三次精细预测。如此不断地向纵深展开。

(2)滚动评价。滚动评价是更高一个层次的滚动行为。初次评价时的成藏条件不一定十分确定,成藏规律尚比较模糊;二次评价时,成藏条件基本上已经确定,成藏模式也有了雏形;到了三次评价时,成藏主控因素已经清楚。

(3)滚动钻探。钻探是检验前期预测和评价的唯一手段。不钻探就不可能获得突破,盲目钻探又会造成勘探成效的降低。只有在滚动预测和滚动评价的前提下,实施滚动式钻探才能真正发挥钻探的效果。

滚动勘探模式是一个有机的整体,预测先行,评价把关,钻探见效,反复运作,连续突破。在钻探之前,反复开展研究、反复进行储层预测、反复进行油藏描述、反复认识评价、反复论证;第一口井突破后,开始新一轮分析、新一轮储层预测和油藏描述,从突破井点出发,推进式部署新的探井;新的探井实施后,及时进行分析,适时做好新的预测、描述和评价工作,逐级扩大勘探,直至完全探明。这种"滚动勘探"模式将会成为指导二连盆地乃至整个华北油田隐蔽油藏勘探的一个重要指导思想。

6. 有效的多专业联合攻关

随着勘探程度的不断深入,油田的勘探难度越来越大,而隐蔽油藏的成藏条件更加复杂,需要对其构造、沉积储层、储集体空间变化和含油性进行全面研究评价,因此,成立多学科课题组进行多专业联合攻关是隐蔽油藏勘探的有效组织形式。针对关键问题,开展联合技术攻关,可以在较短的时间内,深化隐蔽油藏成藏条件与油气分布的研究,提高勘探成功率和勘探效益。这种工作方式在饶阳凹陷留西构造带岩性油藏的勘探中发挥了重要作用。

在上述隐蔽油气藏勘探理论指导下,遵循新的勘探思路和勘探模式,在2001—2003年期间,二连盆地隐蔽油藏勘探不断获得了重大的突破:隐蔽油气藏已经成为储量构成的主体,二连盆地油气勘探进入了以隐蔽油气藏勘探为主的新阶段。

(二)冀东油田岩性油气藏的"精细勘探"

冀东油田位于渤海湾北部沿海。近年来冀东油田岩性油气藏勘探取得重大突破,中石油于2007年5月3日对媒体公布冀东新发现的南堡凹陷岩性油藏地质储量达10×10^8t(由于资料原因,本研究中冀东油田的部分数据没能及时更新)。

冀东油田勘探开发总面积6300km^2,其中陆地3600km^2,潮间带和滩海面积2700km^2,预测油气资源总量约9×10^8t。相继发现高尚堡、柳赞、杨各庄等7个油田13套含油层系。1995年年产原油51×10^4t。

冀东滩海地区的油气勘探始于1988年,在其后的14年间开展了自营勘探和合作勘探,但

未取得实质性突破。从2002年开始，中石油调整部署，加强了勘探工作的组织领导，创新管理体制，转变勘探思路，加强地质综合研究，强化精细三维地震勘探，配套应用大位移斜井和水平井钻井技术等一系列先进技术，克服了众多地质勘探和工程施工方面的难题。2004年9月，老堡南1井勘探取得重大突破，在奥陶系获日产700m^3高产工业油流。在此基础上，通过近两年半的整体勘探，冀东南堡油田共发现四个含油构造，基本落实三级油气地质储量（当量）10.2×10^8t。其中：探明储量40507×10^4t，控制储量29834×10^4t，预测储量20217×10^4t，天然气（溶解气）地质储量$1401\times10^8m^3$（折算油当量11163×10^4t）。

1. 严峻的勘探形势

冀东地区的勘探从20世纪60年代初期开始，由于种种客观条件的限制，勘探开发的重点始终没有离开南堡凹陷陆地570km^2的勘探领域。地域虽小，却同样经历了勘探上的风风雨雨。

第一阶段：1962—1987年，定凹选带、油田发现阶段。1962年，石油大军开赴南堡地区之后，凭着重、磁力普查和少量模拟地震资料以及南1、南2两口井的钻探，很快查明了南堡凹陷基本构造格局及主要生烃层系，完成了区域勘察和选凹定带。经过数字地震、三维地震，在570km^2的陆地范围之内初步明确了高尚堡、柳赞、老爷庙和北堡四个构造。1979年和1980年，高尚堡构造南27井和柳赞构造柳1井相继获工业油流，宣告了高尚堡、柳赞两个油田的诞生。至1987年，大港油田北部公司利用二维地震和少量三维地震及钻探成果，累计上报探明储量8411×10^4t（后经评价和复算这一时期实际探明储量为4000×10^4t左右），高尚堡浅层、中深层首先投入滚动勘探开发，年产原油15×10^4t。勘探开发成果的不断扩大使人们对南堡凹陷的希望越来越高。

第二阶段：1988—1991年，科研生产联合体管理、加快勘探阶段。为了加快冀东探区勘探开发进程，加快人才的培养，1988年4月15日，原石油部党组决定，将大港油田北部公司分离出来成立冀东石油勘探开发公司，由北京研究院开始了三年总承包，实行油公司和科研生产联合体新体制。至1991年底，除老爷庙和北堡地区发现个别出油点外，最主要的成果是在高尚堡地区浅层、柳赞地区的柳北和柳南分别发现了高104－5馆陶组、柳13区块沙三段和柳南明化镇组三个油藏。但由于当时地质认识不十分清楚，油藏规模难以确定，三个油藏的发现只增加探明储量1114×10^4t，勘探展开进展缓慢。人们开始认识到南堡凹陷地下地质条件的复杂性。

第三阶段：1992—1995年，勘探徘徊阶段。1991年，北京研究院承包期满后，原中国石油天然气总公司党组决定冀东油田作为独立法人，自主经营、自负盈亏。由于地震、测井等关键技术的制约，研究和资料基础较差，连续4年勘探无大的发现，处于徘徊阶段。

1992年以后，油田发展进入了一个新的阶段。至1995年，原油产量由1991年的37×10^4t上升到55.5×10^4t，陆地区实现了三维连片。然而，几年的勘探实践再次告诉冀东石油人，南堡凹陷不是一块到嘴的肥肉，“八五”末，油田勘探开发形势异常严峻：1992—1995年连续四年时间，勘探除在柏各庄凸起发现两个合计136×10^4t探明地质储量的小油藏以外无任何新发现；柳赞地区成功的探井也只达到了柳南、柳北两个油藏的评价和扩边目的；其他地区共钻探井19口，仅有1口井成功，勘探成功率5%。其中高尚堡构造周边新块部署的3口探井均未成功，老爷庙地区5口井相继落空，北堡地区5口深探井钻探全部失利。四年内储量任务虽凭以往的零星发现勉强完成，但新增储量绝大部分难以动用，其中1993年实际新增探明石油地质储量仅有35×10^4t。至1995年底，开发评价认为未动用的落实探明地质储量仅有1000×

10^4t，其中只有 134×10^4t 可安排动用，开发可动用储量严重不足。

此时，摆在勘探人员面前的难题还远不只这些，滩海地区老堡、蛤坨两个构造带 1994 年开始全面对外合作，同时由于地震准备程度很低，决定了短期内滩海地区勘探不会有大的突破，也进一步把冀东人限定在 570km² 范围之内；高柳地区构造主体探井密度已经达到 1.5 ~2 口/km²，大多数人认为已无深化勘探的潜力；刚刚完成三维地震的老爷庙和北堡地区由于火成岩等因素的影响，资料品质仍然不能满足圈闭识别和落实的需要；陆地已经实现三维连片，但受地震和测井技术的限制，地质研究工作很难深入，勘探目标难以确定；油田产量少、采收率低、成本费用高这“三座大山”重重地压在冀东石油人的肩头……勘探人员陷入了重重的矛盾和困惑之中，勘探界上下面临着前所未有的巨大的思想压力和工作压力，广大职工对冀东油田可持续发展的信心开始动摇。

2. 勘探思路的确定

严峻的勘探形式迫使冀东石油人意识到，要想走出困境，首先要解放思想，振作精神，迎难而上，克服无所作为思想和畏难情绪，树立必胜信念；同时，必须抓住制约油田发展的关键问题，以二次创业的精神下大决心、花大力气予以解决，把“找不足、查原因、抓瓶颈、挖潜力”作为二次创业的主要内容，探索一整套适合冀东实际特点和形势的勘探思路和方法。

1）油田开展的两项重要工程

为了扭转勘探被动局面，油田同时着手组织开展了两项工程：

一是解放思想、鼓舞斗志的思想工程。在全油田上下广泛开展了勘探开发潜力大讨论活动，使广大干部职工做到了四个明确：明确南堡凹陷是一个小而肥的凹陷，有着丰富的资源基础，勘探开发还有很大潜力；明确制约油田发展的关键问题；明确冀东地下地质条件的复杂性，正视勘探面临的严峻形势，理解勘探工作，为勘探工作者创造宽松的工作气氛；明确自己身上的责任和义务，立足现有岗位为油田发展贡献力量。

二是二次三维地震工程。地质论证和潜力大讨论认为：制约油田发展的核心是地质认识问题，深化地质认识的关键是地震资料品质问题。为此，邀请全国地震专家来油田通过近两年的研究会诊后提出“在久攻不克的老爷庙地区开展二次三维地震”。在第一次三维地震完成后仅仅三年多的时间开展第二次三维采集，油田领导和广大技术人员面临着相当大的压力。能否实现地震资料品质明显改善，实现勘探新突破，是油田二次创业成败的关键。通过 1996 年的二维攻关试验，1997 年二次三维地震最终付诸实施，完成采集 64km²，地震资料品质得到提高，相继钻探的 17 口探井成功 14 口，新增探明石油地质储量 1360×10^4t，结束了老爷庙地区“有油无田”的历史。

老爷庙二次三维的成功一举扭转了冀东油田勘探多年徘徊不前的局面，坚定了广大干部职工立足南堡陆地开展二次创业、实现油田持续发展的信心。

2）精细勘探思路的确定

老爷庙二次三维地震的成功，使油田干部职工坚定了信心，找到了油田发展的出路：地质评价有潜力的地区，只要勘探思路对头、方法得当、组织得力，就能不断获得新发现；以往认识不清的地方，正是今后勘探的潜力所在。为此，油田提出了“走精细勘探道路，重新认识南堡陆地，实现油田持续稳定发展”的目标，同时适时提出并着手培育“油田小、经济效益要高，总产量少、人均产量要高，小断块油田勘探开发难度大、水平要高，油田规模靠后、各项工作要靠前”的企业精神，鼓舞广大职工勇敢面对现实，不甘落后，不满足现状，迎难而上，开拓进取，以

精雕细刻的工作态度、科学求实的工作作风，向以往的“低、老、坏”（低标准、老毛病、坏作风）开战。

同时，总结出的具体的指导思想和工作思路是：按照先易后难、先整体后局部、先宏观后微观的原则，立足二次三维地震，以层序地层学理论为指导，深化地质认识，重建地质模型，重新总结油气聚集规律；积极探索适合冀东复杂断块油田特点的适用勘探开发技术；坚持勘探开发一体化管理，实现增储上产一体化。通过精细勘探，不断扩大二次创业成果，从根本上改变油田产量少、成本高、采收率低的现状。

3）精细勘探的首选目标

老爷庙二次三维虽然取得了成功，但研究认为，其油气成藏条件、地震地质条件等均不如高柳地区，高尚堡、柳赞地区应该作为精细勘探的首要目标。

多年的勘探实践和地质研究证实，高柳地区是南堡凹陷油气成藏条件最为有利的区带，其两侧具有深达8000m的生油洼子，在2000多米的厚度范围内，已经发现明化镇组、馆陶组、东一段、东二段、东三段、沙一段、沙二段、沙三段等多套含油层位，虽然仅有120km^{2}左右的有利勘探范围，但有利的成藏组合使之拥有南堡陆地60%以上的资源量。但至1998年底，高尚堡、柳赞地区探明石油地质储量分别仅有4661×10^{4}t和1794×10^{4}t。同时，这两个地区以往勘探开发中已经暴露出诸多问题，如整体构造格局尚不十分确切、油藏地质特征不清、开发动静态矛盾大、主力油藏开发效果差等等。形成了资源评价潜力很大但勘探开发无从下手、油气基本的富集规律已经多年研究但认识还不十分明确、主力油藏明确却无法在正确的油田地质模型的指导下进行开发的局面。这些都反映了高柳的勘探潜力。

4）精细勘探的初步成效

通过近几年精细勘探，冀东油田勘探开发已经呈现出新的气象，优质储量快速增长，资源接替实现了良性循环。高柳地区通过二次三维地震和少量探井、评价井，新增探明和控制地质储量15577×10^{4}t。经过近期进一步工作，高尚堡油田可累计新增三级地质储量12260×10^{4}t以上，形成1.5×10^{8}t级规模油田；柳赞地区可新增3317×10^{4}t以上，形成5000×10^{4}t规模油田（现有探明储量2496×10^{4}t）。

在储量大幅度增长的同时，通过精细油藏描述，开发水平逐年提高。2000年以来，先后完成柳南、柳中、柳北、高104－5、高南、庙北、南38等主力开发区块油藏精细描述和方案编制工作，新钻开发井128口，新部署136口井，已建产能32.5×10^{4}t，近期可建成52×10^{4}t产能。正在进行精细研究的柳赞深层、高尚堡中深层、高尚堡深层也已见到初步成果。极大地促进了开发水平的提高和操作成本的降低。近期低成本、高效益的产量占总产量的比重将达到90%，良性开发的局面已经形成。

3.“六个精细”的主要做法

1）精细实施二次三维地震，奠定精细勘探基础

经过老爷庙二次三维地震精心组织实施，证明从采集攻关入手、从根本上改善地震资料品质的思路是正确的，初步形成了有针对性的采集、处理和解释技术，为高柳地区开展精细勘探提供了信心和经验。

在高柳地区二次三维地震勘探的论证中，首先明确高柳地区资料改善的潜力和老资料品质差的原因。经过反复充分的前期论证，肯定了高柳地区勘探开发的资源潜力和改善提高地震资料品质的潜力。这一地区火成岩相对不发育，地震地质条件远远优于老爷庙地区，如果借

鉴老爷庙二次三维地震的成功经验，资料品质可以上一个新的台阶，精细勘探必将迎来一个新的勘探开发局面。

通过深入分析，认为高柳地区以往资料差的主要原因包括三个方面：在地震地质条件上，地表条件复杂、中深层断层多、断块小、目的层埋藏深度大；在技术方法上，原采集由于受当时技术、设备等条件的限制，采集方法针对性不强；在组织管理上，施工质量存在较多问题。其中最重要的是技术方法问题：一是仪器动态范围小，数据精度低，对中、深层弱反射的接收能力差；二是接收道数少，炮检距受到限制，不利于勘探中深目的层；三是面元大，横向分辨率差，断点落实困难；四是覆盖次数少（8～12次），特别是横向覆盖次数只有2次，静校正耦合精度差；五是药量较大，波形发胖，频带窄，不利于提高分辨率；六是环境干扰强，接收条件差，噪音发育。

在采集方法的论证中，采用了有针对性的采集技术：

（1）针对复杂地表条件，精细选用不规则三维采集技术。应用恢复性炮点变观技术解决了工区内大量一般性障碍物使70%物理点不能按标准位置设计摆放的问题；应用炮点非纵向变观技术解决了部分典型障碍物（如周围由固定沟渠围绕的长宽相对固定的虾鱼蟹池）的问题；应用块状特观设计技术确保了在大部分面元内炮检距、覆盖次数、方位角分布均匀合理；应用实时差分系统和GPS网平差技术，保证了炮点、检波点位置的准确。从而解决了地表鱼、虾池多，村庄、稻田、沼泽、潮汐带、芦苇地多，油田设施多（高尚堡油田有油井约400口，油气处理厂和联合站各一座，转油站6座，计量站35座，注水站7座，另外还有大量的输油（气）管线分布整个工区）等问题。

（2）针对地震地质条件复杂，精心确定有针对性的采集方法。针对该区地层倾角大，断层发育，目的层埋藏深的特点，采用高覆盖（15×4=60次）、小面元（15m×30m）、宽方位角的采集方法。并采用变药量激发，在障碍物附近减小药量，最大限度缩小禁炮区，尽可能减小浅层资料缺口；针对中深层地质特点和地质目的，合理加大纵、横向炮检距，提高深层的覆盖次数。

（3）针对各种干扰，组织现场精心。主要是针对油井和大钻这些后期无法弥补的干扰精心组织施工。通过对油井干扰的分析，认为干扰的影响距离最大约200m。因此，将距离接收排列在200m以内的油井合理组织予以关停；对于不能关停的高产井，确定测线偏移的最合理方案，将接收排列偏移到距离油井200m以外。

试验证实，大钻干扰几乎淹没了有效反射，且影响距离可达1～3km，因此，多方协调，保证停钻后再放炮。另外，合理安排生产时间，减少了车辆、船只、潮汐、大风等环境干扰。

在资料的处理中，根据不同地质任务实施精细处理。根据高柳构造模式重建的目的，处理时主要侧重于各地质分界反射波连续性、波组特征等，为在高柳老区整体构造研究奠定了基础。同时，为满足精细地质研究、精细油藏描述的需要，开展了以提高资料分辨率为主要目的的精细目标处理工作。

高柳地区二次三维地震勘探经过前期论证、整体部署、分年施工，于1999、2000两个年度共完成二次三维采集170km²。经过精心处理，获得了具有较高信噪比和分辨率的地震资料，浅层资料能够进行精细的构造解释和高分辨率的储层反演工作，中深层资料能够准确地落实构造、能够进行层序地层学的研究。这些资料经过两年的应用，已经取得了明显的地质效果。

2）精细开展区域地质研究，重新认识勘探开发潜力

（1）在层序地层学理论指导下开展连片构造解释，重新认识构造格局。高柳二次三维经过连片处理，并没有急于开展精细构造解释，而是在层序地层学理论指导下，在划分层序的基

础上，开展全区连片构造解释，对研究区构造特征的认识发生了一系列重要变化：高尚堡构造主体位置由原来的高17附近变为高65附近，向西“迁移”了近2km；区内控制性断层——溯河断层不存在；柳赞构造是被部分断层复杂化的同沉积背斜构造，而不是原来认识的潜山披覆构造；断裂组合更加合理，断层明显减少，等等。面对这些变化，冀东人更深刻地认识到了精细勘探的潜力。

(2)开展高精度层序地层学研究，深化高柳地区地质认识。高柳地区层序地层学研究工作以格架剖面网络精细解释、单井层序划分为基础，对高柳地区地层层序进行了精细划分，建立了体系域构成和层序格架，提出了低位体系域和湖扩展体系域砂体是油气富集的主要砂体类型。确立了坡折带、弯折带、缓坡带及其控制的层序类型及不同类型寻找不同隐蔽的目标：在断裂坡折型层序之下识别和预测低位楔和低位扇；在断裂坡折带之上寻找下切水道砂体；在缓坡型层序中主要发育低位体系域的辫状河道。以此为基础，总结和明确了高柳地区油气分布与体系域构成、砂体类型的关系，为选择岩性油藏目标区提供了指导。

利用层序地层学理论和高品质的三维地震资料开展了南堡陆地地区隐蔽油气藏的勘探尝试，并形成了一套具有冀东特色的岩性油藏的勘探思路和研究工作流程。即：① 单井层序划分解决垂向上层序构成；② 格架地震剖面的层序地层学解释构筑平面层序地层格架；③ 确定层序地层学模式，指导沉积体系研究；④ 对体系域和砂体类型进行工业性制图研究沉积体系的平面分布；⑤ 总结层序地层学成果与油气聚集的关系，分析沉积储层对油藏的控制作用；⑥ 预测有利岩性油藏分布区，指导岩性圈闭的识别；⑦ 单个岩性圈闭的识别，研究有利砂体平面分布；⑧ 岩性圈闭综合评价，进行钻探目标优选。

(3)开展含油层段精细构造解释和储层预测，优选勘探目标。在层序地层学研究基础上，开展了含油层段构造精细解释，并对各主要含油层段砂体分油组进行了储层预测研究。通过地震、地质的精细识别，找出了一批有利的岩性油藏勘探目标，扩大了高柳老区勘探领域。目前已初步识别出有利的沉积砂体37个，叠合面积达257km^2，预测资源量5165×10^4t。为深化勘探提供了具体目标，其中高22沉积体已经钻探成功。

在新资料的基础上，用全新的角度重新对已投入开发多年的老区进行地质重建，重新审视、评价老区的勘探开发潜力。在已有的老油田的周围、老油田的上、下发现了一批可供钻探的新的断块和目标。三年在高柳地区钻探探井、评价井13口，均获得工业油气流，探井成功率达到了100%。结合新井钻探与老井地质重新复查和油层再认识，在高柳地区新增探明、控制、预测三级储量总和达到16182×10^4t。

通过精细开展区域地质研究，结合近几年勘探成果，对高柳地区构造、沉积对油气控制的作用和以往勘探开发中存在的问题主要有三点认识和体会：一是二次三维地震以前，由于客观上地震资料品质差的原因，限制了储层作为控油主要因素重要性的认识，强调了构造、断层对油气藏的控制作用，忽视了储层对油气藏的控制作用。从而导致了对高柳地区油气富集规律、油气藏类型和油气层分布等方面认识上的偏差。二是对构造带类型、构造主体部位和主要断层，在二次三维地震以后都有了新的认识，说明在原来勘探开发工作中对地下的认识不准确，指导性不强，因此影响了勘探开发工作的开展。三是由于原地震资料品质的限制，无法进行油藏精细描述，导致油气田开发过程中存在诸多问题。

3)精细开展油田地质研究(精细油藏描述)，重新认识油藏特征

高柳地区二次三维地震资料品质获得明显改善后，使构造、储层解释更接近实际，为精细开展油田地质研究、重新认识油藏特征带来良好的机遇。为此，乘势前进，以油藏重新认识为

目的，进一步开展了四项工作，并为油田滚动开发和调整带来了四点可喜变化。

四项工作：一是充分利用二次三维地震资料目标处理成果，结合钻井、地质、测井等资料，勘探开发密切协作，分区进行精细构造解释，对油藏特征逐个重新认识；二是以层序地层学原理为指导，寻找并应用最大湖泛面、沉积间断面作为地层划分对比的界线，动静态结合，进行地层和储层的重新划分和细分对比，深化地层和储层的认识，建立了合理的地层和储层模式；三是地质、测井相结合，细分油水系统，在油藏地质认识指导下重新复查老井资料；四是定性与定量方法相结合，重新认识地下油水分布，努力寻找剩余油富集区，实施多目标定向井，充分挖掘剩余油潜力。

四点变化：一是以构造、储层和油层分布为主要内容的油藏特征都发生了很大的变化，带来了新的勘探开发潜力；二是资料品质的改善使油藏精细描述和科学开发成为可能；三是油气富集规律和油藏特征的深化认识，有力地指导了本探区增储上产的工作，推动了老区二次创业；四是用大量的研究和少量的实物工作量，实现了储量、产量的快速增长和经济效益的显著提高。

冀东油田油藏特征的复杂性和多样性，决定了已开发油藏还有大量地下潜力有待认识、发现，有必要针对主力油藏，勘探开发结合一体化地开展油藏重新认识，实施增储上产一体化。为此，冀东油田决定开展一轮以油藏精细描述和开发方案编制为主体的地质工作。

精细油藏描述的总体思路：一是整体部署，统一规划。用3～5年的时间分层次、分重点完成全部主力油藏的精细描述及重新认识工作，寻找滚动勘探开发潜力，提高已开发油藏的开发水平。二是不同阶段、不同类型的油藏采取不同的描述方法和研究重点，以其研究尺度、研究内容、研究精度能够满足油田（区块）开发调整任务的需要为依据。这样，既能使描述工作更为贴近油气开发生产的实际需要，又能节省人力、财力和物力，并能争取时间。三是坚持不断的反复认识，不断逼近地下油藏实际。四是多专业多学科协同，在同一时间、同一地点、围绕同一目标同步开展综合研究。为搞好此项工作，油田专门成立了由地质、物探、测井和油藏工程等多专业技术人员组成以地质为主导的联合研究小组，围绕同一目标同步开展构造综合解释、储层表征、油水层综合识别、油藏工程分析研究，对油藏的各种属性作一个完整的、系统的研究。

精细油藏描述的理论指导：层序地层学原理。改变以往等厚地层对比、井间地层变短就开断点的工作定式，以层序地层学原理为指导，依地震反射特征作宏观控制，寻找并应用最大湖泛面、沉积间断面等作为地层划分对比的界线，进行等时地层对比。

精细油藏描述工作的基础：高品质的三维地震资料和全区连片构造解释与层序地层学研究成果。

4）精细组织定向井与水平井，提高探井成功率和效益，提高开发水平

不管地质认识上发生多大的变化，冀东油田归根结底还是一个复杂断块油田。为提高勘探成功率和单井效益，近五年来冀东油田逐步摸索形成了以精细地质研究为前提，地面服从于地下、工程服务于地质、对不同目标采取不同手段进行钻探的工作思路：

（1）对较厚的底水油藏，实施水平井钻探开发。水平井开发技术在单个油藏面积小、储层横向变化大、油藏类型多的复杂断块油田的成功应用，为各类油田提高开发水平、盘活难采储量、提高单井产量和采收率、进而提高勘探开发的整体效益开辟了新的途径，并初步形成四点成功做法：一是精细开展水平井区块筛选评价和目标区精细地质建模；二是精细搞好钻井地质

和工程设计，对于底水油藏，水平井段避免过长，并尽量贴近油层顶部；三是精细运用井眼轨迹控制技术，充分利用地质导向仪器 LWD 技术判断岩性，控制水平段钻进速度；四是精细优化生产参数和方式，考虑后期卡堵水措施的需要，采取分段一次性射孔投产。在射孔方式上，考虑边底水锥进因素，选用定向射孔技术，并且不同部位采用不同射孔密度。

(2)对目的层段多、单层油层较薄的区块，积极实施多目标定向井。多目标定向井技术经过近几年的实施，目前已成为冀东油田勘探开发的常规实用技术。近 8 年来定向井比例达到全油田钻井总数的 95% 以上。通过多目标定向井的钻探，单井钻遇油层平均在 60m 以上，老区探井和滚动探井的成功率达 80% 以上，单井控制储量在 300×10^4t 以上，每一口井的钻探，都对不同目的层的深化地质认识起到了重要作用。

5)精细开展测井解释技术攻关，重新认识油气水层

冀东油田由于早期实行油公司的管理体制，钻井、测井等专业队伍来自于国内各油气田企业，在市场尚未完善的情况下各作业方施工的标准、技术条件以及甲方的要求不一致。同时，由于地层水矿化度低、储层水性以及储层岩性变化大，冀东油田发育大量的以低阻为显著特征的隐蔽油气层，因此，老开发区块具有相当大的重新认识和勘探潜力，精细开展测井解释技术攻关显得十分重要。

为此，冀东主要开展了三个方面工作：一是开展构造、地质、油藏等多学科综合研究和分析，开展多井综合测井解释；二是划小测井解释单元，分地区、分层系、分油组建立了测井解释图版；三是开展了低阻油气层识别技术的攻关研究。

多年来，冀东油田强化测井与地质工程的有机结合，开展多信息测井综合解释研究，在测井工程设计、低矿化度油藏低阻油气层识别、老井油水层再评价等方面逐渐形成了一系列适合冀东油田地质特点的特色做法和技术，为老区地质再认识和精细油藏勘探提供了技术依托，为油田的增储上产和发展壮大发挥了积极作用。

6)精细组织与管理，充分发挥各专业、各方面的力量和作用，努力提高各项工程质量

冀东油田是一个小油田，但从管理、研究等所涉及的工作角度来讲，却是“麻雀虽小，五脏俱全”。为了更好地发挥有限的技术、管理力量的作用，重点抓了两个方面的工作：

(1)精细实施勘探开发一体化管理，充分发挥各专业整体技术优势。即：① 组建精干高效的一体化管理机构，实现勘探开发组织管理一体化；② 统筹安排，协调运作，实现勘探开发部署一体化；③ 紧密衔接，有机结合，实现勘探开发地质研究一体化。

(2)严格现场监督与检查，保证各项工程质量。

通过以上“六个精细”的实施，冀东油田在岩性油气藏勘探方面取得了喜人成果，成功地实现了“二次创业”的目标。

二、柴西南区岩性油藏勘探思路分析

相比较而言，柴达木盆地进行岩性油藏的勘探较晚，目前仅在柴西南区有重点布置。早在 2003 年中国石油大学和青海油田合作研究的时候就提出：要强化盆地近源古构造的精细勘探和开展盆地西部富集区的近源岩性圈闭的滚动勘探。建议指出在尕斯—南乌斯和阿尔金西段等地应作为精细勘探的重点；尕斯东南斜坡和七个泉地区等地区应开展滚动勘探。结合目前勘探现状，本研究认为柴西南区的岩性油藏勘探应采取深化源内和积极探索中浅层的“深浅并举”的思路，建议的流程如图 5 – 5 所示。

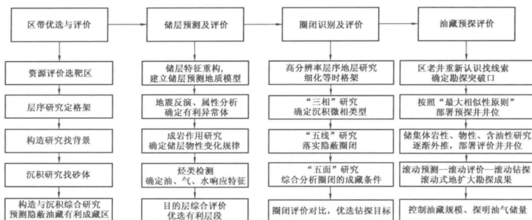


图 5－5　柴西南地区岩性油气藏勘探建议流程图

(一)深化源内(E_3^2)薄砂层勘探

从古近纪开始($E—N_1$)盆地进入坳陷湖盆发育阶段，E_3 是本区的主要产层。发育于有效烃源岩内部的砂体，一般形成位于扇三角洲、三角洲前缘斜坡带的浊积扇(包括湖底扇、三角洲前缘滑塌浊积扇)岩性圈闭，具有良好的成藏条件，油气生成运移和保存都具有得天独厚的优势，受技术手段影响，虽然现今发现很少，但根据柴西南区三角洲发育的特点，这种油气藏具有很好的勘探前景。

1. 寻找叠合连片区

古近—新近系的沉积背景属于多物源、近物源、快速沉积和湖盆水体能量较弱。这种沉积背景使该区沉积具有岩相变化较快，沉积物分异性差、泥质较高、成分成熟度较低和多种储集体交互穿插的特点。在柴西南地区，单砂层的厚度小，一般为 2～8m，平均为 4m。受地震分辨率影响，此类砂体在反演剖面上不易识别。但是如果结合地震相分析，在垂向上受沉积相控制的叠合连片的砂层能较好识别。这些砂层具有良好的成藏条件，结合柴西南地区岩性油藏成藏模式和东部成藏模式对比分析，这类型的砂体应在下一步勘探中引起重视。

2. 寻找浊积扇和三角洲前缘席状砂

柴西南地区的 E_3^1 沉积时期主要发育了冲积扇—辫状河—滨浅湖沉积体系和辫状河三角洲沉积体系，发育的砂体类型主要有滨湖滩砂、水下分流河道砂、分流河道砂、席状砂—远沙坝砂体。在整个下干柴沟组上段(E_3^2)沉积时期，在继承了下干柴沟组下段(E_3^1)时期沉积的基础上，受物源区和湖水面的升降及岸线的后退、前移，发育了一套冲积扇、河流、(扇)三角洲相、湖泊相的沉积体系，而砂体的厚度平面分布特征和砂地比平面分布特征，明显地受控于发育的沉积微相砂体的制约。这也从跃进地区砂体厚度的空间展布特征得到印证。砂体类型主要有冲积扇相的河道充填沉积的砂体、分流河道砂体、席状砂—远沙坝砂体和滨湖的滩坝砂体。这些砂体无论在油源条件、输导条件还是保存条件方面都具有得天独厚的优势，有很好的勘探前景。

(二)积极探索中浅层(N_2)砂岩体

柴西南区 N_1 沉积后，受构造运动的影响，地层发生倾斜、褶皱和断裂，可以形成断层、褶皱

和岩性等遮挡条件，易于形成各类圈闭。勘探实践表明，在构造高部位易于形成构造圈闭的油气藏，低部位形成岩性油气藏。中浅层发育的三角洲平原亚相和三角洲前缘亚相的水下分流河道微相砂体加上油源断层的沟通，易于捕获到油气，具有良好的成藏条件，便于形成岩性油气藏。中浅层砂岩体应作为柴西南区岩性油藏勘探的另一重点目标。

第三节　配套技术及关键技术对比分析

经过多年对岩性地层油气藏的勘探，在岩性地层油气藏成藏控因分析和分布规律指导下，总结出了一套在地质分析基础上利用地球物理进行岩性地层油气藏勘探的方法和技术，在实际中得到了应用和推广，并收到了较好的效果。

一、配套技术对比分析

(一)断陷盆地岩性油气藏勘探配套技术总结

以二连盆地为例，东部断陷盆地岩性油气藏勘探技术方法系列及其运用包括三个层次的配套技术：① 隐蔽油藏区带评价与优选技术方法；② 隐蔽圈闭识别与评价技术方法；③ 隐蔽油藏预探评价技术方法。三套技术方法对应三个不同的勘探阶段序列，包含相应的适用勘探流程。

1. 隐蔽油藏区带评价与优选技术

含油气盆地隐蔽油藏勘探的第一步工作是首先确定盆地中有利的隐蔽油藏发育区带。隐蔽油藏独特的形成机制和分布规律，决定了隐蔽油藏时空分布的选择特性。只有搞好区带优选，才有可能发现隐蔽油藏。

1)理论依据

隐蔽油藏区带评价与优选阶段的理论依据主要包括三个方面：① 层序地层学理论；② 含油气系统理论；③ 成藏动力学理论。

2)勘探工作目标

隐蔽油藏区带评价与优选阶段的具体任务是明确方向、锁定靶区、优选层系、确定类型。

明确方向是这一勘探阶段的核心任务。勘探方向包括有利区带、有利层系和有利类型。由于隐蔽油藏形成条件不同，所选择的有利区带、有利层系和有利类型往往与构造油藏勘探有所不同。

3)技术路线

隐蔽油藏区带评价与优选阶段的技术路线概括为“五步法”，如图5-6所示，即资源评价选区带、区域层序地层研究建格架、构造研究找背景、沉积研究找砂体、石油地质综合研究预测评价有利成藏区带。该技术路线前三步优先强调了：① 盆地油气资源；② 沉积盆地等时地层格架；③ 构造发育背景。油气资源和等时地层格架是隐蔽油藏勘探的先决条件，构造样式及演化特

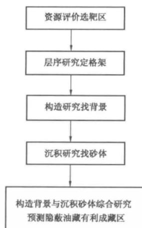


图5-6　断陷盆地隐蔽油藏区带评价与优选技术流程图

征同样影响着隐蔽油藏的形成和分布，决不可以为了寻找砂体而忽视构造背景的研究。技术路线后两步旨在确定储集砂体发育区带，尤其是最有利于砂岩体成藏的勘探区带。

4）关键技术

隐蔽油藏区带评价与优选阶段的配套技术包括三项关键技术，即：① 油气资源评价技术；② 层序地层分析技术；③ 沉积相分析技术。油气资源评价技术采用多种资源评价方法综合分析原则，层序地层分析技术强调井—震结合，沉积相分析技术要求综合运用岩心相、测井相与地震相分析三项基本技术。

5）主要研究内容

（1）资源评价与宏观靶区优选。

明确凹陷（洼槽）和区带的油气资源潜力与分布，研究宏观成藏条件，分析流体运移趋势，指出有利的油气运聚区，并优选构造油藏不发育、但剩余资源丰富的区块作为有利的勘探靶区。

资源是油气成藏的基础。对于隐蔽油气藏而言，一方面自生自储是其最主要也是最佳的成藏方式，主力生烃区往往就是最有利的成藏区；另一方面，隐蔽油气藏与构造油气藏在分布上具有互补性，构造油气藏不发育而剩余资源较丰富的地区往往预示着隐蔽油气藏的存在。因此，开展隐蔽油气藏有利勘探区带的评价优选，首先要对烃源岩的生油气能力和剩余油气资源进行评价，要把油气资源丰富程度和资源转化率高低作为是否进行深入工作的前提。

为了进一步落实油气资源，需要运用盆地模拟法、区带类比法和统计法等多种方法，分凹陷、区带、层系和深度对油气资源的分布进行了重新评价。在二连盆地，通过油气资源重新评价，优选出了勘探程度较高、但剩余油气资源丰富的宝饶洼槽、赛中洼槽，以及勘探程度较低、但具有丰富油气资源的巴音都兰凹陷南洼槽和乌里雅斯太凹陷南洼槽等区带或地区作为隐蔽油藏勘探的重点方向和目标。通过勘探实践，获得了隐蔽油藏勘探的重要突破，证明了资源评价优选宏观靶区是隐蔽油藏勘探的重要的战略环节。

另一方面，在具有丰富的油气资源但构造条件较差的地区开展油气勘探工作，就要从构造背景、油气供给、沉积砂体分布、生储盖组合、保存条件等多方面进行综合分析，确定是否具备隐蔽油气藏形成的条件，这是油气勘探过程中的一个关键环节。在巴音都兰凹陷南洼槽巴Ⅱ号构造发现翼部扇三角洲砂岩发育，存在上倾尖灭，并且夹于主力生油层系内，综合分析认为可以形成自生自储型构造—岩性油气藏。正是紧紧抓住油气成藏条件这个关键因素，开展深入的综合研究与分析，明确了工作方向和重点，才很快获得了勘探的成功。

（2）区域层序研究。

划分区域地层层序，建立等时层序地层格架，确定主要的成油组合和勘探层系。

与岩石地层学等一些传统的地层学不同，层序地层学遵循地层单元按年代先后对比原则。层序边界追踪不整合面，而不整合面是非常确定的年代地层边界；体系域边界也是等时边界；准层序边界追踪湖（海）泛面，而湖（海）泛面也具有等时意义。相反，其他一些地层学派，所划分的地层单元，不一定能真正做到等时地层对比。

（3）构造背景研究。

分析研究区的构造属性，恢复研究区构造发育史，在建立的等时地层框架内，剖析构造对主要勘探目的层沉积发育的控制作用，判断可能的隐蔽圈闭类型。应该避免这样一种倾向，即

由于强调了储集体的重要性而忽视构造背景的研究。因为形成储集体的沉积体系实际上受到构造背景的严格控制。

(4)沉积储层研究。

在建立起的等时地层格架基础上，明确主要勘探目的层系的沉积相类型，恢复古沉积环境，圈定有利沉积相带的分布范围；研究储层的成岩演化和储集性能，评价优选有利的储集砂体发育区。

(5)构造背景与沉积砂体综合研究。

确定构造背景及构造演化过程对沉积体系发育的控制关系，分析局部构造与有利储集砂体的空间配置关系，初步构建油气成藏模式，明确隐蔽油藏的有利勘探方向与靶区。

2. 隐蔽圈闭识别与评价技术方法

1)理论依据

隐蔽圈闭识别评价与优选阶段运用的主要勘探基础理论为高分辨率层序地层学原理和沉积学原理。

2)勘探工作目标

隐蔽圈闭识别评价与优选阶段的主要任务是识别、发现、落实、评价圈闭，最终优选钻探目标。因此，隐蔽圈闭识别评价与优选综合配套技术方法系列的特点就是针对圈闭尺度的精细技术和方法的精细应用。

3)技术路线

隐蔽圈闭识别评价与优选阶段的技术方法可以分四个步骤依次实施，即：第一步为高分辨率层序研究定格架，第二步为“三相”分析定类型，第三步为“五线”研究定圈闭，第四步为“五面”研究选目标(图5－7)。

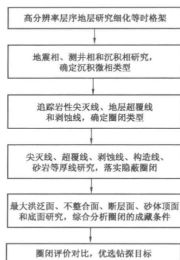


图5－7　断陷盆地隐蔽圈闭识别与评价技术流程图

4)关键技术

隐蔽圈闭识别评价与优选综合配套技术方法包括四项，即：高分辨率层序地层学分析技术、沉积微相研究技术、储层预测技术和隐蔽圈闭评价技术。

5)主要研究内容

隐蔽圈闭识别评价与优选阶段主要开展四项研究工作，即：高分辨率层序地层研究、“三相”分析、“五线”研究和“五面”研究。

(1)高分辨率层序地层研究

在区域层序格架基础上，进一步细化层序，划分体系域，甚至划分准层序(或准层序组)，建立更高级别的等时地层格架，是隐蔽圈闭预测的基本要求。这是因为岩性圈闭落实评价，关键的一个环节就是要在等时地层格架中，对同一时期形成的各类沉积砂体进行精细研究，建立等时的对比关系。因此，在三级层序划分的基础上，要根据钻井地质特征和地震反射特征进行精细的层序划分，在较高级别等时格架控制下建立新的地层对比关系，并确定出沉积体系域的类型和分布范围。

高分辨率层序地层研究除了在井中进行高频地层对比以外，还要在地震精细处理和解释

技术方面下工夫，尤其是三维地震资料连片提高分辨率处理技术、高匹配合成地震记录制作技术和构造精细解释技术。

（2）"三相"分析。

区带级别的沉积相研究自然比盆地（或凹陷）级别的沉积相研究要求得更精细。针对有利的勘探目的层段，在有利区带系统开展局部地震相、测井相和沉积相的详细研究，并在此基础之上，深入分析沉积微相特征，确定沉积类型，发现、识别有利的储集砂体。

在二连盆地岩性油藏的勘探过程中，大量应用了波形特征分析技术、沿层提取地震信息技术、基于模型的波阻抗反演技术等先进实用的技术，通过这些技术方法的广泛使用，对砂组的纵横向特征与变化情况、平面上的分布范围与厚度变化进行了系统的分析与预测，为钻探部署提供了依据。

（3）"五线"研究。

首先落实五条线，即岩性尖灭线、地层超覆线、地层剥蚀线、砂体顶面构造线和砂体厚度等值线，确定隐蔽圈闭类型。在此基础之上，针对砂体进行构造解释，落实砂体顶面构造形态，对砂体的厚度变化进行定量分析。进而，综合岩性尖灭线、地层超覆线、地层剥蚀线、砂体顶面构造线和砂体厚度等值线的分析，确定砂体的空间展布，落实圈闭。

（4）"五面"研究。

分析最大湖泛面、地层不整合面和断层面的发育和展布状况，研究圈闭与"三面"的依存关系，再结合砂体顶面和底面特征，并进行圈闭的分析评价，优选有利钻探目标。

3. 隐蔽油藏预探评价技术方法

1）勘探工作目标

隐蔽油藏预探评价阶段的基本任务就是标定预探井、确定评价井和控制储量规模。通过预探井实现勘探突破，进一步部署评价井，最终控制储量规模。



图5－8　断陷盆地隐蔽油藏预探评价技术流程图

2）勘探技术路线

隐蔽油藏预探评价阶段综合配套技术方法实施步骤分为四级（图5－8），即老井重新认识找线索、"最大相似性"原则确定预探井、"三性"预测确定评价井和"滚动预测—滚动评价—滚动钻探"控制储量规模。

3）关键技术

隐蔽油藏预探评价综合配套技术与方法包括三项关键技术，即地震岩性反演、油层综合评价技术（低阻油层、特殊类型油层）和油藏描述技术。

4）主要研究内容

由于隐蔽油藏的成藏特点和油气富集规律与构造油藏均有明显差别，所以在钻井部署过程中，井位的部署原则与方法也应有所不同。

（1）老井重新认识找线索。

发挥富油凹陷资料丰富的优势，系统开展老井复查，重新分

析老井的含油气性、显示特征及储集砂体展布，从中发现有利线索，找到勘探突破口。

在明确勘探区带和目标区之后，要对目标区内的钻井资料进行深入分析，特别是要抓住关键井点油气显示好、测井解释有油层、已获油气流或产液量较高的井点，针对具有良好储集性能的层段，进行细致的地震层位标定，识别出其在地震剖面上的响应标志，从而圈定主要勘探目的层段岩性体的分布范围，落实岩性圈闭的形态，为钻探部署提供重要的依据。在岩性油气藏的勘探过程中，只有抓住关键井点，有的放矢的开展针对性的研究工作，才能最大限度地减少勘探的盲目性，取得油气勘探的成功。

因此，老井复查是发现隐蔽油气藏的一个重要线索，也是一条值得借鉴的重要捷径。

(2)按照"最大相似性"原则确定预探井。

根据老井有利显示段、含油砂体或储集砂体的地震相特征，在标定、追踪出的砂体范围内，优选"地震反射特征最相似"、"砂体厚度大"的位置，标定第一口预探井，力争发现好的含油砂体和厚油层。

(3)"三性"预测确定评价井。

在第一口预探井获得成功后，结合新井资料开展新一轮的储层预测和油藏描述工作，依据新的储集体岩性、物性、含油性预测结果，按照"油藏中部探富集、高部位探岩性尖灭、低部位探油水界面"的勘探思路，从已知井出发，以一定的井距逐步外推，部署评价井。

具体工作是利用电阻率反演、多元油气预测(MDI)等方法开展含油性分析和油藏描述工作。

(4)滚动预测—滚动评价—滚动钻探控制储量。

从二连盆地隐蔽油藏的勘探实践中逐渐认识到，"滚动预测—滚动评价—滚动钻探"是隐蔽油藏高效勘探的最佳模式，其实质就是：在预测的基础上预探；充分利用新的钻井资料再次预测，根据新的预测结果再进行钻探，如此循环往复，直至完全探明油气藏为止。这一点在巴音都兰凹陷宝力格岩性油藏的发现过程中得到了充分体现。

(二)柴西南区岩性油藏勘探的配套技术分析

与东部相似，柴西南地区的岩性油藏勘探也应用了这些配套方法，总结发现主要有四个方面的配套方法：区带评价技术、储层预测及评价技术、圈闭识别及评价技术和成藏综合评价技术。这些配套技术与东部基本一致。与东部不同的是这些配套技术应用的深度和广度上较东部稍弱，如储层预测中柴西的优选层段有限，圈闭识别及评价应用和研究有待加强。

二、关键技术对比分析

(一)断陷盆地岩性油气藏勘探关键技术总结

岩性油藏勘探主要包括6项关键技术：层序地层学技术、地震相技术、地震反演技术、地震属性分析及烃类检测技术、储层地质方法和成藏机理分析方法。这些关键技术的广泛应用为东部断陷盆地岩性油气藏的勘探成功提供了有力保障。

1. 层序地层学技术

20世纪80年代中期以来，在地震地层学的基础上诞生了层序地层学，使古老的地层学的研究产生了新的飞跃，同时对油气勘探也产生了重大影响。

1)层序地层学基本原理和方法

层序地层学的理论基础是：周期性的海(或湖)平面变化控制旋回性的沉积作用；层序是

同一周期同一旋回的沉积作用所构成的年代地层格架内的一套岩石组合；层序界面代表的是等时面，它既是前一沉积旋回的最终表现，又是后一沉积旋回沉积作用的开始，因而也是一个沉积事件面。层序地层学的周期性、旋回性和等时性原则为岩相的分布模式和生储盖层的分布规律做出了有效预测。

2）层序地层学与隐蔽圈闭的关系

（1）层序地层框架是识别和描述隐蔽圈闭的基础。

① 地层及岩性圈闭与地层不连续面有关。地层不连续面主要分为剥蚀面、上超面、下超面和顶超面四大类。而地层及岩性圈闭基本上都发育在这几类不连续面附近。如不整合圈闭发育在地层剥蚀面之下；上超圈闭位于地层上超面之上；高角度前积砂岩透镜体发育在顶超面和下超面之间；丘状砂砾岩体发育在双向下超面之上；层状淋滤溶蚀孔隙砂岩层发育在剥蚀面之下等。因此，正确识别和追踪具有年代地层意义的不连续面就会对发现地层及岩性圈闭产生很重要的作用，而这些不连续面将分别是层序或其内部体系域的边界。

② 地层及岩性圈闭是相对独特的地层成因单元。上超砂岩体圈闭是由于相对海（或湖）平面升高过程中产生的退积式砂体单元；前积砂岩透镜体则主要发育在高水位期的三角洲前缘部位。这些局部发育的地层或岩性圈闭主要是因为沉积环境中水动力强度、碎屑物供给量、古地形、构造活动方式强度以及气候条件变化所产生，而层序地层框架所代表的层序边界和类型以及体系域边界和类型也正是地层成因的结果：由构造活动、海（或湖）平面变化、沉积物注入量变化和气候条件所控制。因此，研究地层及岩性圈闭离不开地层成因分析，也就必须依靠层序地层框架。

（2）层序及体系域分布可以用来预测地层及岩性圈闭。① 地层及岩性圈闭的类型受控于沉积体系域。一般的，一种地层或岩性圈闭虽然也可以在几种体系域内出现，但它往往主要发育在某种特定的沉积体系域内部。如地层不整合圈闭主要发育在高位体系域的顶部；上倾尖灭砂岩体主要出现在高位体系域内部，有时也可以出现在海进（或湖侵）体系域内部；地层超覆圈闭主要发育在海进（或湖侵）体系域内部；河道带状砂岩体圈闭在低位体系域中比较多见，另外在高位体系域的三角洲分流平原上也有发育。

在勘探中，可以根据不同体系域中应有的优势地层或岩性圈闭类型，有针对性地去寻找和识别地层及岩性圈闭。

② 地层及岩性圈闭的分布序列受控于层序及其体系域的分布。在横向上，某一种体系域内部的沉积体系之间存在规律性的组合关系，因此决定了地层及岩性圈闭的类型在横向上也存在一定的排列规律。例如，在湖侵体系域发育时期，湖岸线附近发育湖岸地层上超砂岩体；在岸上冲积平原区可能发育透镜状河道充填砂体；而在靠近物源区的山前则可能存在楔状前积砂砾岩体。据此，可以在一种体系域内部去寻找和发现某几种地层或岩性圈闭，从而提高勘探效益。

在纵向上，由于层序本身的旋回性特征，某一套岩性和岩相组合可能在相邻的层序中重复出现，因而造成一个层序内某一体系域中的地层及岩性圈闭序列可以在另一个层序内相同体系域中重现。这就是说，某个层序中地层或岩性圈闭勘探的突破，也就意味着其他所有层序中地层或岩性圈闭勘探的巨大潜力。

2. 地震相技术

地震相是可以作图的三维地震单元，它由地震参数不同于相邻地震相单元的反射波组所

组成。它代表了产生其反射的沉积物的一定岩性组合、层理和沉积特征。地震相就是沉积相在地震反射剖面中的反映,因此必然能够反映油气储集相带或储集体。

1)分析原理

(1)地震相概念及相参数。

地震相系指有一定分布范围的三维地震反射单元,其地震参数如反射结构、几何外形、振幅、频率、连续性和层速度,皆与相邻单元不同。它代表产生其反射的沉积物的一定的岩性组合、层理和沉积特征。

地震相的特征是用地震相参数来表达,按属性可将地震相参数分为四大类:

① 几何参数:反射特征、外形;

② 物理参数:反射连续性、振幅、频率;

③ 关系参数:地震相平面组合关系;

④ 速度—岩性参数:层速度、岩性指数、砂岩百分含量。

(2)地震相参数的地质意义。

相参数是用来表达地震相特征的参数。其中的几何参数、物理参数和关系参数能定性地反映地震岩相特征,而速度—岩性参数正是从定性向半定量、定量方向发展,从而成为地震相向沉积相转换时的重要定量依据。也为进一步分析层序的沉积环境及古地理,重塑盆地的沉积史和构造史,预测生、储油气相带及地层、岩性圈闭提供了新的手段。

(3)相参数的多解性。

在利用相参数进行地震相分析时,还应注意相参数具有多解性,同一种相参数可能反映几种不同的地震相,因此在分析时需要几种相参数相互印证。再结合该地震相所处的地质背景条件进行综合分析。

2)地震相分析流程

(1)地震相分析的基本过程。

地震相分析方法研究是进行地震相分析的一个重要步骤。它直接关系到地震相分析最终成果的可信程度。地震相分析在以各种信息相结合,定性定量相结合为原则的条件下,按以下流程进行(图5-9)。

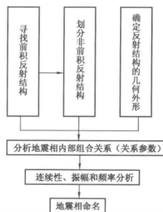


图5-9　地震相分析流程

(2)地震相分析的关键步骤。

在埕北断陷区,古近系地震相的分析是一项比较复杂的工作,主要原因是断层多,层段厚度不均。为了取得理想的相分析结果,本研究紧紧抓住了以下四个环节。

① 寻找前积反射结构。本地区未发现大型前积反射结构,但也在局部识别出了帚状前积和叠瓦前积。这些前积反射结构是物源快速推进并前积形成的产物,有非常强的指相意义。

② 划分非前积结构。除了前积结构,本地区还发育杂乱结构、空白(无反射)结构和广泛的平行、亚平行结构。虽然它们不如前积结构指相性强,但也代表了可能的沉积环境的产物,有一定的指相作用。

③ 反射单元外形分析。地震相外形是另一项重要的指相参数。本地区发现的充填、丘状和楔状地震反射单元代表盆地边缘相，而席状相主要反映滨浅湖、半深湖甚至冲积平原的环境，应该是重要的指相参数。

④ 振幅、频率和连续性分析。在反射结构和外形分析之后，对比那些无几何特征的地震相单元，就可以用物理参数去描述，一般用高、中、低三个档次来定性划分物理相参数。

3）典型地震相识别及相模式的建立

地震相分析的第一步，就是寻找那些特征明显，容易解释的地震相，即典型地震相如前积相、杂乱相、充填相、透镜相、强振幅相、弱振幅相等。在进行分析时首先分析各种相的反射结构和二维及三维外形特征，其次研究该典型相与其他地震相的内部组合关系，进而推断其可能的形成环境，建立典型地震相模式，为岩性油气藏勘探提供决策依据。

3. 地震反演技术

地震反演是储层横向预测的核心技术，可用于油气勘探开发的各个阶段。在勘探阶段，通过储层横向预测可提高油气储量探明率，优选评价井位；在油田开发前期，通过精细油藏描述来优化开发方案，提高钻井成功率和单井产能；在滚动开发阶段，通过利用更多的钻井进行约束，提高地震反演的分辨率和精度，深化对油藏的认识，优化调整井位。钻井资料的特点是纵向精细、横向稀疏，地震资料的特点是纵向粗略、横向密集，地震反演技术把二者的优势有机地结合起来，因而具有良好的应用前景。

1）反演方法

从实现方法上地震反演可分为三类：道积分反演、递推反演和基于模型反演。其中，递推反演又包括稀疏脉冲反演（基于稀疏脉冲反褶积基础上的递推反演方法）、基于频域反褶积与相位校正的递推反演方法、基于地震资料直接转换的递推反演方法等。

（1）道积分反演。

道积分是一种不同于常规声阻抗反演的方法，它不需要作子波处理以求得反射系数剖面，进而从反射系数剖面计算相对声阻抗；而是从地震道的积分函数直接转换出地层速度的信息，即道积分曲线。道积分曲线的地层学解释结果，便是对储层的埋深、厚度和分布范围的预测。

（2）递推反演。

基于反射系数递推计算地层波阻抗（速度）的地震反演方法称为递推反演。递推反演的关键在于从地震记录估算地层反射系数，得到能与已知钻井最佳吻合的波阻抗信息。递推反演方法中测井资料主要起标定和质量控制的作用，因而递推反演又称为直接反演或测井控制下的地震反演。

① 基本方法和原理。

递推反演是对地震资料的转换处理过程，其结果的分辨率、信噪比以及可靠程度完全依赖于地震资料本身的品质，因此用于反演的地震资料应具有较宽的频带、较低的噪声、相对振幅保持和准确成像。测井资料尤其是声波测井和密度测井资料，是地震横向预测的对比标准和解释依据，在反演处理之前应仔细编辑和校正，使其能够正确反映岩层的物理特征。

递推反演的技术核心在于由地震资料正确估算地层反射系数（或消除地震子波的影响），比较典型的实现方法有：基于地层反褶积方法、稀疏脉冲反演和测井控制地震反演等。地层反褶积方法是根据已有测井资料（声波和密度）与井旁地震记录，利用最小平方法估算数学意义

上的“最佳”子波或反射系数。

② ISIS 反演。

ISIS 软件反演方法属于一种特殊的稀疏脉冲反演，其核心技术是全局优化和局域优化相结合的非线性模拟退火方法。这一方法的主要技术环节有：测井标定、地震子波的提取、初始模型的建立、反演约束参数的选取等。而建立正确的初始模型又是这一技术的关键。

（3）基于模型的地震反演。

在薄储层地质条件下，由于地震频带宽度的限制，基于普通地震分辨率的直接反演方法，其精度和分辨率都不能满足油田开发的要求。基于模型地震反演技术以测井资料丰富的高频信息和完整的低频成分补充地震有限带宽的不足，可获得高分辨率的地层波阻抗资料，为薄层油（气）藏精细描述创造了有利条件。著名反演软件 Strata 和 Jason 中的 InverMod 反演模块就属于地震数据与测井数据联合反演这种基于模型的地震反演。华北油田在二连盆地油气勘探中，成功使用了 Strata 和 Jason 等反演软件，并取得了非常好的油气勘探效果。

① 基本方法与原理。

基于模型地震反演方法从地质模型出发，采用模型优选迭代挠动算法，通过不断修改更新模型，使模型正演合成地震资料与实际地震数据最佳吻合，最终的模型数据便是反演结果。

基于模型地震反演（又称测井约束地震反演）实质上是地震、测井联合反演，其结果的低、高频信息来源于测井资料，构造特征及中频段取决于地震数据。多解性是基于模型地震反演的固有特性，即地震有效频带以外的信息不会影响合成地震资料的最终结果，减小基于模型方法多解性问题的关键在于正确建立初始模型。基于模型反演结果的精度不仅依赖于研究目标的地质特征、钻井数量、井位分布以及地震资料的分辨率和信噪比，还取决于处理工作的精细程度。

② Strata 反演。

Strata 反演原理如下所述：首先，建立地震地质模型（包括深度、厚度、速度），利用地震频带对测井声波曲线进行滤波，用来作为反演的初始波阻抗模型，然后用初始波阻抗模型和从反演的目标层所提取的子波做合成记录，并与井旁地震道进行对比，如果两者不吻合，则对初始波阻抗模型进行修改，再做合成记录并且继续与井旁道对比，直到二者相似为止。这时的波阻抗模型，便是井旁道的波阻抗。接下来，把井旁道的波阻抗作为下一道的初始波阻抗模型，重新做合成记录，沿地震解释层位与实际地震记录，与上一轮进行相同的对比，若不同，则修改，直至相符。按此方法，由井出发沿解释层位做对比并逐道外推，直至运算结束。

③ Jason 反演。

Jason 软件中的 InverMod 反演模块是一个基于模型的多种资料约束的反演工具，而不是一个一般意义上的测井约束反演软件。它尊重测井资料并利用地质资料和地震道振幅数据由井外推，具体就是利用构造地质解释层位数据建立一个称为 Framwork 的地质框架模型，以此为主要约束条件，由测井数据按照线性加权方法内插一个初始的精细储层模型，即在每个地震道处，由测井数据的线性加权生成模型道。利用 PCA（主分量分析）技术计算权值，并修改每个地震道的权重以获得与地震的最佳匹配，直至合成地震数据与实际地震数据相吻合，这时的模型即为最终反演结果。一旦从地震数据中估算出最佳权重，就可以利用同样的权重重建其他任一测井属性，如自然伽马、电阻率、孔隙度等。

Jason InverMod 反演结果既保留了测井分辨率又保持了横向变化。即最终成果是一个由地震、测井和地质综合得到的具有横向和垂向非均质性的地质模型。

(4)应用与限制。

基于模型反演技术把地震与测井有机地结合起来,突破了传统意义上的地震分辨率的限制,理论上可得到与测井资料相同的分辨率,是油田开发阶段精细描述的关键技术。

多解性是基于模型反演方法的固有特性,主要取决于初始模型与实际地质情况的附合程度,在同样的地质条件下,钻井越多,结果越可靠,反之亦然。

地震资料在基于模型反演中主要起两方面的作用,其一是提供层位和断层信息来指导测井资料的内插外推建立初始模型,其二是约束地震有效频带的地质模型向正确的方向收敛。地震资料分辨率越高,层位解释就有可能越细,初始模型就接近实际情况,同时,有效控制频带范围就越大,多解区域相应减少。因此提高地震资料自身分辨率是减小多解性的重要途径。

4. 地震属性分析及烃类检测技术

地震属性是从地震数据中提取的能够反映储层含油气性的特征参数,如振幅、频率、相位、能量、波形和比率等。地震属性分析方法就是利用多种数学方法从地震数据体中提取各种地震属性,结合地质、钻井、测井资料对目的层的特征进行综合分析研究的方法。在二连盆地隐蔽油藏勘探实践中,地震属性的提取、分析和解释获得了成功的应用。

1)地震属性分析的基本原理

地下任何地质体及其性质的变化均反映在地震信息的相应变化上,这些变化主要体现在两方面:一类是常规属性,即我们常说的地震多参数的变化;第二类是地震波形,即地震相的变化。

(1)非线性多参数提取及综合分析。

三维地震资料中蕴含着丰富的地震信息,这些地震信息是地下构造、地层结构、储层发育程度及物性、含油性等参数的综合反映。分析的难点在于任一地下地质参数与地震参数间并不存在简单的一一对应关系,采用单一地震参数分析的结果往往存在多解性。如何消除这种多解性:一是凭借解释人员对地下地质情况的认识程度,二是通过多参数综合分析,消除单参数分析的多解性。多参数综合预测成功的关键在于提取并优选与地质特性有关的地震属性。

(2)模式识别研究储层微地震相。

模式识别分析方法着眼于地震反射波形,目的是要确定地下储层的横向岩性变化。它的假设条件是:当沉积相单元发生变化时其地震反射特征(包括振幅、频率、相位、积分能谱、时频能量等)也必定有所变化,也就是我们所常说的微地震相变化。微地震相是一种比较特殊的地震属性,其类别划分主要利用地震道形状及波形特征对某一时窗内的地震道数据进行逐道对比,细致刻画地震信号的横向变化,运用自组织神经网络方法对地震道进行分类,得到地震波形异常即地震相图。由于地震道分类过程中波形信息包括了相位、频率、振幅等特征,因而更能反映出目的层属性的变化。

2)烃类检测技术原理

储层含油气与否会在岩石物理性质(弹性模量、密度、吸收特点等)上有所反映,而岩石物理性质(如弹性模量)在地震波速(纵波和横波)上有不同的体现特征。因此,可根据纵横波速度特征及其对比预测储层的含油气性。地震资料能否直接用来检测油气层,预测储层的含油

气范围，关键取决于储层的岩石物理特征的变化及其灵敏程度（图 5 - 10）。

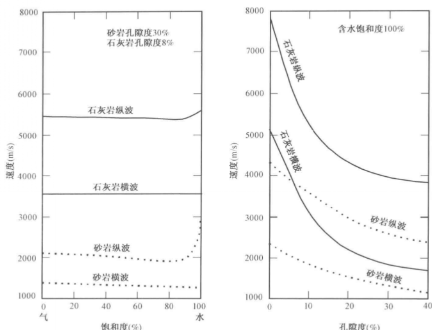


图 5 - 10　储层岩石物理特征

一般地说，含油气区的地震异常主要表现在以下几个方面：

（1）振幅异常。

地震反射波振幅是地震波动力学的重要参数之一，反射波振幅的强弱可以反映出地下地质界面波阻抗性质的差异。在地震剖面上，振幅的突然增强或减弱通常与储层的含油气情况有关。一般而言，在储层油气聚集区，反射波振幅可能出现“亮点”或“暗点”型的振幅异常。反射波的振幅可用平均振幅、瞬时振幅、瞬时相位、振幅变化、瞬时波形等描述。因此，地震记录的振幅能量、瞬时振幅、瞬时相位、瞬时波形等参数是油气藏模式识别的重要特征参数。

（2）频率异常。

储层孔隙中被流体或气体填充增大了地层的衰减系数，因此往往会引起地震波主频的降低，这种频率在横向上的变化也是指示油气藏存在的重要特征参数。地震波的频率可通过平均频率、瞬时频率等参数衡量。而这些参数也可以在地震剖面上较容易地求得。

（3）能量异常。

含油气储层与围岩相比一般具有较大的吸收系数，从而导致反射波能量的降低，因此反射波的能量，亦可作为反映储层含油气性的判别参数。

（4）速度异常。

速度是研究地震波场及地震波动力学最重要的参数之一。烃类物质的存在往往使得地震波的传播速度降低，因此速度必然成为反映储层含油气性的重要指标。平均速度、均方根速度、瞬时速度等参数构成了描述速度异常的重要参数。

（5）反射波旅行时差异常。

由于在储层部位通常具有较低的地震波传播速度，因此反射波旅行时差 Δt 在横向上会有增大的现象，从而导致地震波组的同相轴呈下弯形状。根据这种异常信息也可指示油气藏的聚集状态。

(6)其他异常信息。

地震记录的相对信噪比、异常的反射波组、地震波极性的反转等参数亦可作为判别的参数。

这些异常信息都从不同侧面反映了储层的含油气性质，因此确保提取这些特征参数的地震数据的保幅保真性是至关重要的。

5. 储层地质方法

对岩性地层圈闭储集体的空间展布形态进行精细刻画，对油藏的含油性、物性及油层厚度等参数进行预测，是岩性地层油藏勘探过程中至关重要的一个环节。目前，储层预测方法的快速发展，各种针对性预测软件的不断推出与完善，为客观认识岩性地层油藏的特征提供了强有力的技术支持和保障。

针对不同的地质条件、不同的勘探目标，在做好地层模型、沉积模型与构造模型控制的基础上，深化储层敏感参数的研究，在“圈闭预探、圈闭评价和油藏描述”不同的勘探阶段，优选适合的预测技术与方法，在层序地层等时同层格架的约束下，对储集体的空间分布、岩性、物性与含油性进行准确预测，为井位部署、油藏研究和储量计算提供依据。

储层预测技术的快速发展与完善，使其成为部署井位必不可少的重要依据。岩性、地层油藏的勘探实践表明，要想使储层预测技术应用取得理想效果，必须做好四个方面的研究：

(1)地层模型、构造模型、沉积模型和成岩模型四个模型的正确构建；

(2)多参数研究，优选特征(敏感)参数；

(3)各种技术适用条件研究，针对不同地质条件和不同勘探目标优选有效的预测方法；

(4)针对目标识别、圈闭落实、圈闭预探、油藏评价不同勘探阶段，优选不同的预测方法，选择最佳的技术手段，才会达到更好的预测效果。

6. 成藏机理分析方法

成藏机理分析包括四个方面的研究内容：油气成藏动力研究、油气运聚过程研究、油气保存条件研究以及油气成藏模式研究，其中油气成藏动力研究和成藏模式研究是重点内容。目前断陷盆地对这些方面的研究比较深入，应用广泛，也取得了较好的效果。

烃类如何进入砂体是人们关注的基本问题。因此对于成藏动力的研究一直是岩性油藏成藏机理研究的热点。近年来人们认识到地温场与压力场的相互关系(刘震等，1997)，提出了盆地热动力与水动力耦合的思路。刘震等 1996 年提出“沉积盆地地温—地压系统”概念，希望用地温—地压系统概念来表达盆地的流体动力特征。另外，流体势可以定量表征地下流体的能量，也是一种常用的流体动力表达方式。

对于油气运聚过程和保存条件的研究，目前认为岩性油气藏仅靠初次运移就可以成藏，岩性油气藏现今可以分布在低势区，也可以分布在高势区。并且岩性油气藏受后期构造破坏相对较小，保存条件相对较优越。

在综合分析岩性油气成藏条件的基础上，提出具有自身特点的岩性油气藏成藏模式对下一步勘探具有良好的指导意义。油气成藏模式的正确构建是岩性油气藏勘探能否成功的关

键，对加快岩性油气藏的勘探起着举足轻重的作用。结合东部目前已发现的即源内和源外成藏特征，总结了岩性圈闭的“四元成藏”的成藏模式，即岩性圈闭成藏受四大因素控制：输导系统（运移通道）、流体动力条件、储层临界物性特征和盖层封闭条件，它们共同决定隐蔽油气藏的形成。

（二）柴西南区岩性油藏勘探的关键技术分析

在东部广泛应用的6项关键技术，在柴西南地区也得到了较好的推广和应用，但是在某些方面还需加强，主要有以下的研究需要改进或深入：

（1）层序地层学研究相对薄弱：开展的研究工作有限；各研究单位的方案不尽相同，缺乏整体性；没有实现工业化生产。

（2）对地震相的研究不深入，应用不广泛：典型地震相没有标定；地震相模式没有总结。

（3）地震反演应用有待改进：反演方法需改进；波阻抗色标的岩性标定技术需推广。

在柴西南区岩性油气藏滚动勘探过程中，不宜选用模型控制很强的Jason反演，主要有以下三个方面的原因：① 边缘相地层及岩性变化快，有井约束反演效果不理想，按层插值的Jason反演算法不太适用；② 子波提取因井而异，也因层段而异，常规反演无法保证子波的合理性；③ 反演后波阻抗显示时不宜用连续色标，连续色标显示不出砂岩的位置。

针对这些存在问题，我们推荐使用具有以下技术特色的有色反演：① 在频率域提取匹配算子，回避子波提取处理；② 井约束程度低，人为控制因素少，波阻抗反映岩性横向变化；③ 用井中已知岩性波阻抗来确定不连续色标，然后用不连续色标显示剖面，可以较好地识别砂体。

（4）对岩性油藏的成藏机理研究不够深入、不够系统，应用不广泛。

总的来说，柴西南区的岩性油藏勘探程度相对还比较低，东部断陷盆地成功的勘探经验是值得学习和借鉴的。我们要结合柴西南区岩性油藏的成藏条件，对东部成功的勘探经验、勘探思路勘探技术和方法进行有选择的借鉴，做到“为我所用”，为柴西南区岩性油藏打开大局面服务。

第六章　柴西南区典型区块地震反演处理及岩性圈闭类型分析

在寻找和发现薄的砂泥岩交互储层过程中，用常规地震资料已显得力不从心。在地震资料的引导下，综合利用已有的地质和测井等资料信息，以弥补常规地震剖面分辨率低的缺陷，是地震反演的主要任务。地球物理反演就是利用观测数据恢复地下地质结构和岩石性质的方法，狭义地说，反演就是从有限频带宽度的地震数据中恢复出宽带波阻抗。

柴西南区钻井相对稀少，地震资料质量差异性大，地震资料分辨率比较低，地震子波主频在25Hz以下，子波的物理分辨率在15～18m左右，但砂层厚度一般在2～8m，绝大多数砂层是地震子波不能分辨的。这些特点使得薄层解释非常困难。因此，在进行波阻抗反演处理之前，对研究区的地震资料进行去噪和高分辨处理是十分必要的。

第一节　地震资料叠后处理

去噪时对保真度的考虑，对岩性预测非常重要，通过利用小波分频与重构的特点，保持优势频带信息，在高低频带用FK去噪，再重构，可以达到去噪和保真的兼顾。然后利用复赛谱技术上的混合相位子波处理技术来提高分辨率，其希望输出的频谱形态可以人为定义，可以控制输出的信噪比水平。也可以定义任意相位特征的输入子波，做混合相位子波反褶积，使剖面零相位化。经过去噪和提高分辨率的处理后，再对数据体进行有色反演，用反演结果预测砂体储层，为柴西南区岩性油藏勘探提供依据。

一、小波分频去噪处理

每个地质体都有一个最佳的成像频带，所以不同频带的子波剖面都会突出不同沉积现象，对地震剖面进行分频处理可以根据调谐现象，突出不同规模、不同厚度的地质体，对于薄储层的解释有很大的帮助。

（一）分频概念及用途

频率分解利用短时窗的傅氏变换，把三维地震数据分解成频率调谐立方体，与薄层干涉、地震子波和随机噪声密切相关。它的理论基础是基于薄层反射系统可以产生谐振反射，薄层反射在频率域中的唯一特征表征时间厚度变化，由薄层调谐反射得到的振幅谱构成可以确定反射地层的特征。频率分解技术就是利用薄层的调谐体离散频率特征，通过分析复杂岩层内部频率变化和局部相位特征的不稳定性，识别薄层的分布特征。特定的频率调协立方体可以刻画和表征特定的地质体，有助于对薄层岩性的识别，可以在频率域突破地震分辨率小于传统的1/4波长的限制。它展现给我们的是一种全新的地震解释方法。谱分解技术在利用地震资料对整个三维工区内的薄层时间厚度和地质体的非连续性进行检测方面独辟蹊径，是一项进行地层厚度和地质体非连续性成像和模拟的功能强大的技术。

频率分解基于薄层的频率特征概念，即来自薄层的反射在频率域具有指示地层厚度的特征性质。谱分解方法可以在频率域分出各频带来自薄层顶底反射干涉中的虚发射信号，虚反射处的频率或谱陷频对应于薄层的双程时间厚度。地震子波包括了许多高于地震波主频的频

率成分，那么，岩性地层的细微特征变化都可以通过频率中陷频信息计算出来。调谐反射的振幅谱模型确定了组成反射的单个地层特征之间的关系，反映出薄层的变化。

频率分解技术依赖于短时傅氏变换方法。长时窗与短时窗的地震振幅谱频率响应特征的差别是非常明显的。长时窗地震道的傅氏变换与子波的频率相类似。但短时窗地震道的傅氏变换响应依赖于时窗内的地层厚度和物理特性。时窗越短，所反映地层的地质随机性就越小。这时的地震振幅谱也不同于子波的频率，而是类似于子波与局部地层的叠加。

（二）基本原理

谱分解是一种全新的三维地震数据体解释性特殊处理技术，它通过短时傅氏变换方法进行数据的时频转换。其理论基础依赖于薄层反射系统所产生的谐振反射。薄层反射在频率域中可以表征地层厚度的变化。也就是薄层调谐反射得到的振幅谱可以确定构成反射的单个薄层的特征关系，振幅谱通过频陷曲线确定地层的细微变化，振幅频陷周期频率值可以进一步确定薄层厚度。同时，随着短时窗傅氏变换方法的发展，使时间域的地震记录变换为频率调谐数据，传统的傅氏变换方法是对整个信号记录作变换，得到的频率各个分量仅反映整个信号长度内平均条件下的各阶频率的振幅和相位，而不同时段的地震信号存在很大的差异，需要逐个选择信号进行傅氏变换。为了克服信号时窗太短所造成的频截效应，需要加上时窗函数克服信号变换的时窗效应，即短时傅氏变换，通过这种方法信号变换，可将时间域的地震记录转换为频率数据。

傅里叶变换（Forrier Transform）是积分型变换的一种方法，它把一个函数变换成另一个与之相关的带有不同自变量的函数。例如时间域（t）的函数可以变换为频率域（f）函数、空间域（x）可以变换成波数域（k）函数，变换的两个变量函数转换过程互逆：

$$g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} G(f)\mathrm{e}^{i2\pi ft}\mathrm{d}f \quad (6-1)$$

$$G(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t)\mathrm{e}^{-i2\pi ft}\mathrm{d}t \quad (6-2)$$

傅里叶变换也适用于多变量的情况，上式也可拓展为二维变换：

$$g(x,t) = \left[\frac{1}{(2\pi)^2}\right]\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} G(k,f)\mathrm{e}^{i(kx+ft)2\pi}\mathrm{d}k\mathrm{d}f \quad (6-3)$$

$$G(k,f) = \int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} g(x,t)\mathrm{e}^{-i(kx+ft)2\pi}\mathrm{d}x\mathrm{d}t \quad (6-4)$$

傅氏变换不仅适用于从时间域到频率域的变换过程，也适用于从频率域到时间域的反变换过程，它们互换并不影响计算结果。数据信号无论从时间域到频率域的变换，还是从频率域到时间域的反变换，计算精度仅与数据采样长度有关。采样数据的截断和取舍，会丢失一些信息，影响计算精度。地震记录长度应该是“无限长”以满足变换精度要求，但计算数据记录时窗长度与计算工作量是对应的矛盾，数据时窗“有限长”变换精度受影响；数据时窗越长精度越高，计算量就越大。实际上地震数据记录长度本身就是有限的大时窗。

同时，地震数据的大时窗和小时窗振幅谱频率响应特征也具有明显差异。大时窗振幅谱的频率响应近似于子波谱，往往可以引起白噪均化现象。小时窗振幅谱的频率响应则仅是对单一目标地质体作用的子波滤波，不会产生白噪均化作用。地震数据通过小时窗振幅谱分解，生成频率域调谐三维体可以分辨薄层及地质体内部特征。傅氏变换计算精度这一问题可用短

时傅氏变换方法较好地解决。通常采用的是离散快速傅氏变换方法（DFT），将地震数据由时间域转换到频率域：

$$G(k,f) = \sum_{n=0}^{M} \sum_{n=0}^{N} g \sum_{(m,n)} \mathrm{e}^{-i\frac{2\pi}{M}mk} \mathrm{e}^{-i\frac{2\pi}{N}nf} \tag{6-5}$$

在数据函数以外再加上一个时窗函数，让这个时窗函数在时间轴上滑动，可以得到不同时段的变换频率调谐数据。利用薄层调谐体的离散频率特征，可以得到不同频阶的振幅谱能量体，可以分析不同频阶的振幅与相位频率特性变化。转换后产生的振幅谱可以识别地层的时间厚度变化，相位谱可以检测地质体横向上的不连续性。选取各目的层段反映岩性薄层的频率切片，在特定的主频范围内，生成比较清晰的薄层调谐图像，使研究人员分析全频率范围特别是主频内各频阶频率切片，有效地识别薄层延伸展布及内部在时间与空间的变化。

（三）基本工作流程与关键参数

频率分解技术是一项基于频率特征的三维地震储层解释技术。每个薄层产生的地震反射在频率域都有一个与之对应特定的频率成分，该频率成分可以指示薄层的时间厚度。该技术是针对三维地震工区的薄层检测而设计的，使用了与相位无关的振幅谱进行厚度预测，使得该方法对薄层厚度的估算更加稳健。

实际的地震波常常是地下多个薄层的综合响应。但是由这些薄层组成的层组产生的复杂的谐反射在频率域却是唯一的，调谐反射振幅谱的干涉图定义了合成该反射的单个薄层间的声波特性关系，振幅谱上陷波的模式与地层中岩块的变化有关，通过振幅谱上的陷波模式就可以识别薄层厚度的变化。同样，用相位谱上相位的不稳定性可以识别地层横向上的不连续性，结合振幅和相位谱上相关的干涉现象，解释员就能对三维地震工区中地下岩块的变化进行快速有效地定量识别和成图。

基本工作流程可按照如下步骤进行：

（1）首先，解释人员把时间域地震数据体加载到三维解释系统中，对目的层进行解释和数据浏览，确定研究层位与目标。

（2）根据地质任务要求，进行频率分析和处理参数试验，确定时窗和频率参数。然后把目的层段短时窗内的时间域数据转换到频率域，形成目的层谐振体。

（3）对目的层谐振体在平面（普通频率切片）和剖面上进行浏览和观察。在频率切片上，薄层的干涉以相干振幅变化的形式出现，而随机噪声表现为干涉图上的小斑点，类似于接收到的比较差的电视信号。

（4）通过对整个频率范围的动画（如浏览所有的频率切片），并结合对沉积模式的认识，对目的层段储层的横向变化进行分析。

（5）以一个地震数据作为输入，输出多个离散的频率和相位体。通过在滑移时窗内进行谱分析，对地震数据体内的每个样点都计算振幅谱和相位谱，之后频率成分重新排列成一系列的同频率时间数据体。通过振幅谱上的陷波模式就可以识别薄层厚度的变化。同样，用相位谱上相位的不稳定性识别地层横向上的不连续性，研究储层的横向变化，进行储层的描述。通常在用目的层谐振体进行目的层段检测之后，再使用离散频率能量体进行目的层段之外的储层预测。

（6）成果显示，将颜色及光线参数调整好，完美准确地展示可视谱分解的典型特征切片和剖面。对确定地质目标进行精细的解释和刻画，重点是薄层的厚度求取及储层的横向变化。

地震振幅谱的分解技术是一种全新的地震解释方法。它利用有限带宽地震子波的各种频率分量特征，从频率域出发对薄层时间厚度和地质体的非连续性进行检测，客观地揭示储层的厚度变化及储层的横向变化，对于薄层厚度和地质体非连续性成像和模拟方面十分有效，是一项功能强大的储层预测与描述实用性新技术。

应当注意，谱分解技术利用短时窗的振幅谱响应特征，使振幅谱变化与时窗内地层的声波特性和厚度有关，时窗越短，时窗内的地层表现出来的随机性越少。其结果表明数据的振幅谱不是白噪均化的，能够分辨地层沉积薄层及地质体内部特征。同时，相位谱在模拟岩块特征方面也十分有用，相位对地震特征的微小变化都很敏感，对检测横向上声波特性的非连续性非常有效，如果分析时窗内岩块是横向稳定的，其相位谱也是稳定的，一旦出现横向的非连续性，相位谱在非连续的部分也变得不再稳定。

（四）小波分频去噪技术

小波分频技术不是研究单频调谐现象，而是研究一个窄带调谐现象，我们采用的小波具有实际的物理意义，其表达式与雷克子波极其相似：

雷克子波时间域表达式：$f(t) = (1 - 2\pi 2fm^2t^2)\exp(-\pi^2fm^2t^2)$ (6－6)

小波母函数时间域表达式：$\psi(t) = (1 - ct^2)\exp(-c/2t^2)$ (6－7)

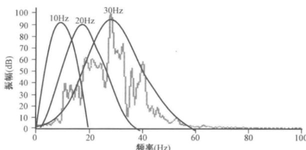


图 6－1　小波分频原理图

这样小波分频成像，实际上就是将地震剖面分解成不同主频的雷克子波剖面，换句话说就是将一组反射系数，用不同主频的雷克子波进行褶积所得到的不同结果。

常规去噪通常采用带通滤波，容易造成高频损失（图 6－2）；分频去噪在小波分频处理的基础上，分析各频带的信噪比水平，只对部分分频剖面做 F—K 去噪，而对主频带剖面不去噪（图 6－3）。因此既保持了优势频带信息，同时又提高了其他频带的信噪比，然后再重构成去噪后的剖面，这样就做到了最大程度的振幅保真。图 6－4 和图 6－5 是红柳泉地区去噪前后对比剖面。

二、井控提高分辨率处理

在井控提高分辨率方面，采用混合相位子波反褶积技术。其子波提取和希望输出的定义是关键。子波提取用新复赛谱技术交互完成，提取的子波振幅谱准确客观。子波相位谱由振幅谱计算，相位特征交互完成，并用最小熵准则衡量零相位化的程度，对相位选择的合理性进行监控。希望输出形态采用谱模拟的思想，人工定义，确保合理的信噪比水平（图 6－6）。进行提高分辨率处理遵循以下原则：

（1）用信噪比谱做参考，定义希望输出，合理挖掘高频潜力；

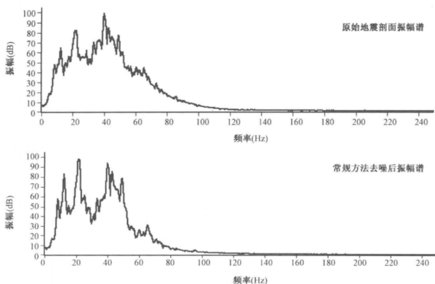


图 6-2　常规方法去噪前后振幅谱对比图

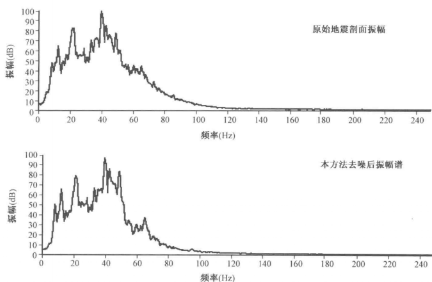


图 6-3　小波分频去噪前后振幅谱对比图

(2)用井曲线监控提高分辨率的合理性；

(3)用提高分辨率后的频谱做质量监控；

(4)输入子波相位特征的合理性，由反褶积后零相位化的最小熵准则和井曲线监控。

提高分辨率后，地震资料的频宽一定程度的增加，主频有所提高，对于薄储层的追踪，如经过井控提高分辨率后，频谱明显变宽(图 6-7 和图 6-8)。

剖面上看来，经过提高分辨率处理后，地震剖面品质也有明显改善(图 6-9 和图 6-10)，并且为下面的有色反演做好了准备。

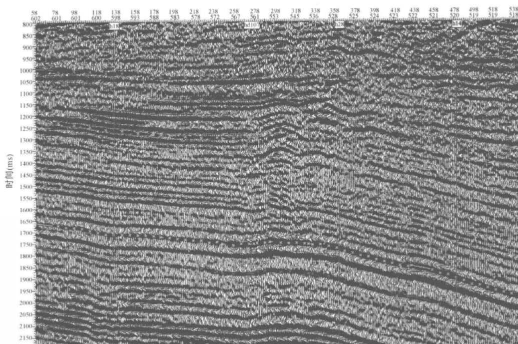


图 6-4　红柳泉地区近北西—南东向去噪前剖面

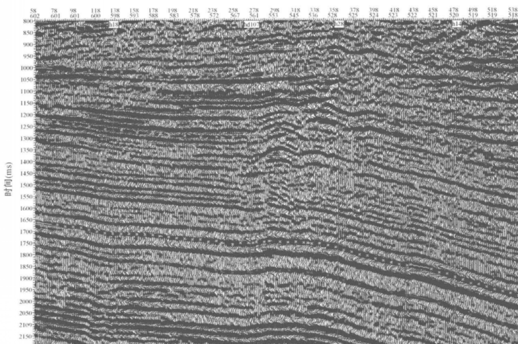


图 6-5　红柳泉地区近北西—南东向去噪后剖面

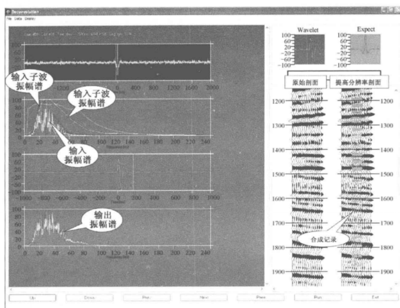


图 6－6　井控提高分辨率处理过程图

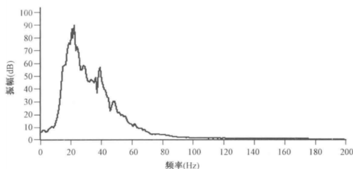


图 6－7　提高分辨率前频谱图

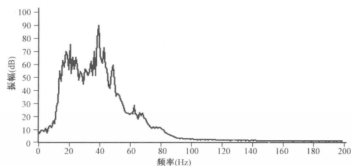


图 6－8　提高分辨率后频谱图

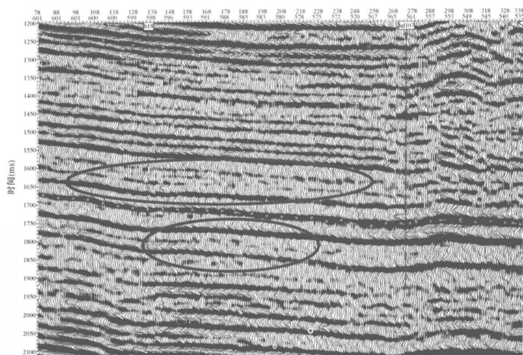


图 6-9　红柳泉地区近北东—南西向提高分辨率前剖面

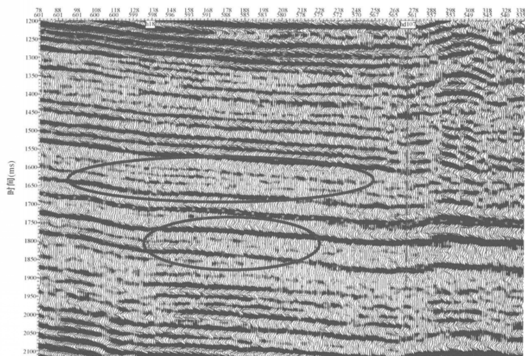


图 6-10　红柳泉地区近北东—南西向提高分辨率后剖面

第二节　地震波阻抗反演处理

众所周知，常规地震剖面反映的是地层界面的信息，而岩性圈闭勘探的主要目的在于研究储层，应该用反映储层信息的波阻抗（速度）剖面或道积分剖面（相对波阻抗剖面）作为基础资料，将反映界面信息的反射剖面转化为反映地层信息的层速度或波阻抗剖面。利用地震资料寻找岩性圈闭目的在于弄清楚储层的横向展布及变化，这就要求我们充分地将井的地质信息应用到地震资料中来，把地层的地质含义赋予地震反射波。因此，首先将地震反射波形转换为具有层概念的波阻抗资料，即进行波阻抗反演，在此基础上，将钻井获得的不同岩性的波阻抗变化情况标定在波阻抗剖面上，使反演的地层波阻抗具有明确的地质含义，从而将砂体展布从一维扩展到二维和三维空间。

目前，人们已经研究出了许多种地震反演的方法技术，从地震反演的实现思路来看，我们认为众多的反演方法大致可以分为三大类：相对波阻抗反演（道积分）、递归反演和基于模型的反演。其中，递推反演又包括稀疏脉冲反演（基于稀疏脉冲反褶积基础上的递推反演方法）、基于频率域反褶积与相位校正的递推反演方法、基于地震资料直接转换的递推反演方法等。总的说来，这些反演算法要么依赖子波，要么依赖模型。

通常情况下，井比较少的工区多用稀疏脉冲反演。稀疏脉冲反演非常依赖于子波的提取，而要达到全区的优化，子波必须是时空变，目前精确的子波提取和子波的时空变都是尚未完全解决的难题。一般的方法是通过多井分析，得到一个全区的综合子波，但这会影响到储层预测的精度和反演的分辨率。所以，子波的提取对反演结果影响很大，因为地震记录是子波和反射系数的褶积，只有求准子波，才能得到好的反演结果，但子波是很难提准的，它受到测井和地震的标定、子波计算方法、子波的时变与空变的影响。

依赖模型反演的关键是用层位和测井曲线建立准确合理的初始模型，才能得到好的反演结果。初始模型主要受解释层位控制，通过测井曲线内插形成，无法反映复杂的接触关系，如前积、上倾尖灭等，从而影响预测结果。

由此，我们采用的有色反演算法是一种对井的依赖程度比较小的反演算法。它是一种反演波阻抗的方法，它实际上是用地震的频谱和井的波阻抗的频谱相匹配来完成反演，所以这种反演方法没有明显的子波提取过程，也不需要初始模型，纵向分辨率比稀疏脉冲高，由于其客观、简洁特别适合于储层非均质很强的岩性圈闭预测。

一、基本原理

（一）反演方法的基本原理

根据波的传播理论，当平面弹性波垂直入射到两种介质的平面分界面上时，其反射系数由下式确定：

$$\gamma = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \tag{6-8}$$

式中　ρ_1、ρ_2——界面两侧介质的密度；

v_1、v_2——界面两侧介质的波速；

Z——界面两侧介质的波阻抗，$Z=\rho v$；

γ——界面反射系数。

这样，当地下存在一系列互相平行的反射界面时，已知第 N 层界面以上 $N-1$ 层界面的反射系数 $r_i(i=1,2,\cdots N-1)$ 和第一层介质的波阻抗 Z_1，可导出任意第 n 层介质的波阻抗 Z_n，得到：

$$
\begin{aligned}
Z_n &= Z_{n-1}\frac{1+r_{n-1}}{1-r_{n-1}} = Z_{n-2}\frac{1+r_{n-2}}{1-r_{n-2}}\cdot\frac{1+r_{n-1}}{1-r_{n-1}} \\
&= \cdots = Z_1\frac{1+r_1}{1-r_1}\cdot\frac{1+r_2}{1-r_2}\cdots\frac{1+r_{N-1}}{1-r_{N-1}} \\
&= Z_1\prod_{i=1}^{N-1}\cdot\frac{1+r_i}{1-r_1}\quad(n\neq 1)
\end{aligned}
\tag{6-9}
$$

而已知第 n 层介质波阻抗 Z_n 时，又可导出任意第 m 层 $(m<n)$ 介质的 Z_m，即：

$$
\begin{aligned}
Z_m &= Z_{m+1}\frac{1-r_m}{1+r_m} = Z_{m+2}\frac{1-r_{m+1}}{1+r_{m+1}}\cdot\frac{1-r_m}{1+r_m} \\
&= \cdots = Z_n\frac{1-r_{n-1}}{1+r_{n-1}}\cdots\frac{1-r_m}{1+r_m} \\
&= Z_m\prod_{i=m}^{n-1}\frac{1-r_i}{1+r_i}\quad(m<n)
\end{aligned}
\tag{6-10}
$$

利用式(6－9)或式(6－10)，可以从声波时差曲线及密度曲线上(没有密度测井时可利用 Gardnar 公式，$\rho=0.31v^{0.25}$ 换算)选择标准层波阻抗作为基准波阻抗，将反褶积得到的反射系数转换为波阻抗。而波阻抗是重要的岩石物理参数，可直接与钻井对比进行储层岩性解释和物性分析。

递推反演是对地震资料的转换处理过程，其结果的分辨率、信噪比以及可靠程度完全依赖于地震资料本身的品质，因此用于反演的地震资料应具有较宽的频带、较低的噪声、相对振幅保持和准确成像。测井资料尤其是声波测井和密度测井资料，是地震横向预测的对比标准和解释依据，在反演处理之前应仔细编辑和校正，使其能够正确反映岩层的物理特征。

递推反演的技术核心在于由地震资料正确估算地层反射系数(或消除地震子波的影响)，比较典型的实现方法有：基于地层反褶积方法、稀疏脉冲反演和测井控制地震反演等。地层反褶积方法是根据已有测井资料(声波和密度)与井旁地震记录，利用最小平方法估算数学意义上的“最佳”子波或反射系数。这种方法的优点是把子波求解的“欠定”问题变成了确定问题，在井点已有测井段范围内可获得与测井最吻合的反演结果。局限性主要有：① 本方法完全忽略了测井误差和地震噪声，这些因素尤其是前者的客观存在使“子波”确定更加困难；② 地层反褶积因子的估算是在计算时窗内数学意义上的最佳逼近，实际处理范围与该时窗的不同已超出了该方法的适用范围，即便是在井点位置，得到的反演结果已不可能是“误差最小”。不难看出，影响基于地层反褶积递推反演效果的主要因素是测井资料的质量和地震资料的信噪比以及地震噪声的一致性。

基于频域反褶积与相位校正的递推反演方法，从方法实现上回避了计算子波或反射系数的欠定问题，以井旁反演结果与实际测井曲线的吻合程度作为参数优选的基本判据，从而保证了反演资料的可信度可解释性，是递推反演的主导技术，其主要技术关键有：恢复地层反射系数振幅谱的频域反褶积、使井旁反演道与测井最佳吻合的相位校正以及反映地层波阻抗变化趋势的低频模型技术。

（二）反演算法

本次反演，从算法上讲，是一种模拟退火全局反演方法。模拟退火模拟的基本原理是：类比固体冷却退火方式（过程）。高温下能达到所有可能的能量状态的分子随温度降低而重排，达到最小能量状态；冷却过快，则系统在高能状态下达到规则排列，即为淬火过程。

其算法步骤如下：

（1）产生一个初始状态。给条件数据所在位置处的网格节点赋以条件数据值，其余网格节点上数据值通过从已确定的参数概率分布函数上随机抽样确定。

（2）引入随机扰动。把一个网格节点值与从事先确定的参数概率密度函数上随机抽取值交换。注意，条件数据所在网格节点不动。

（3）计算由随机扰动引起的能量变化 ΔE。能量变化由目标函数计算。

（4）判断：若 $\Delta E \leqslant 0$，接受这次扰动；若 $\Delta E > 0$，随机产生一个[0,1]均匀分布的随机数 r，计算 $\mathrm{Obj}_{\mathrm{old}} - T \cdot \exp(r)$，如果 $\mathrm{Obj}_{\mathrm{new}} < \mathrm{Obj}_{\mathrm{old}} - T \cdot \exp(r)$，接受这次扰动；否则，拒绝这次扰动。

（5）在某温度时扰动足够多次（大于限定次数）或接受足够多次（大于限定次数），然后按照预先定义的退火计划降低温度；在时刻 i 的温度与时刻 $i-1$ 时的温度关系为 $T_i = \lambda T_{i-1}$，λ 是温度降低系数，一般可取 $\lambda = (0.9)^n$ 或 $\lambda = (0.8)^n$，n 为温度段个数。注意：限定次数一般是网格节点数的倍数。

（6）返回(2)，重复(2)～(5)步骤，直至满足收敛判据，或扰动次数超过预先设定的极限为止。

二、关键步骤

本次研究，我们使用的是 RockStar 公司的 GeoScope 软件，其流程如图 6－11 所示。

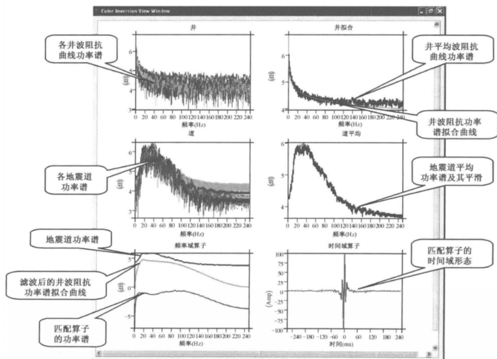


图 6－11　波阻抗反演流程图

其反演在对井的波阻抗和地震同时做谱分析的基础上计算二者的匹配算子，然后将此匹配算子用到地震上完成反演。过程主要包括以下四大步。

1. 资料准备

反演需要用到的资料包括：地震数据、目的层地震解释层位、钻井地质分层、待反演测井曲线及其他有关资料，资料准备好以后，将其加载到建好的工区。

2. 层位标定

反演过程需要用到地震数据、地震层位、测井曲线、钻井地质分层等资料，分属时间域和空间域，不能直接使用，必须首先在时空域统一，因此需要进行时深转换。

利用钻井分层和声波时差测井曲线，把时间域的地震层位转换到深度域，并将深度域的测井曲线转换到时间域。由于同一层位由钻井分层通过声波时差累计积分和地震层位本身的时间厚度之间总会有误差，这个矛盾通过对声波测井曲线进行适度的伸缩调整加以解决。

3. 建立波阻抗低频模型

地震道反演包括两组成分，由地震道计算得出的成分是高频成分。另一组成分是反映地层波阻抗变化趋势的低频成分。低频分量不能由地震道获得，必须从测井声阻抗曲线中提取得到，然后补偿到地震资料中，进行井旁道反演，反演后的波阻抗与测井声阻抗曲线进行比较，如效果好，则反演完成；否则重新提取低频成分继续反演，如此迭代，直至达到满意的结果。井旁道的波阻抗低频模型建立以后，通过内插的方式将低频模型扩展到全区。

4. 地震反演

这是反演过程的最后一步。反演结果应满足以下四个要求：

（1）反演结果中，井旁道的波阻抗曲线与井波阻抗曲线尽量一致；

（2）反演运算遵守低频模型中存在的变化趋势；

（3）反演结果与低频模型的差别不应太大；

（4）合成地震道与相应实际地震道间有良好的匹配关系。

这些要求充分体现了反演结果同时符合地质、地震规律的特征。

三、处理效果分析

为更可靠和准确地了解该区砂岩的横向分布，在测井资料的约束控制下利用地震资料对红柳泉地区 200km^2 三维地震数据体进行了波阻抗反演。通过与前人做过的相同剖面的波阻抗反演对比发现，本次采用的有色反演的方法大大提高了分辨率，效果更佳（图 6 – 12 和图6 – 13）。

通过采用有色反演的方法大大提高了地震资料的分辨率，并且将地震的反映层面变化的反射振幅信息转化为反映岩性变化的波阻抗信息（图 6 – 14），从而为下一步岩性圈闭预测打下了扎实的基础。

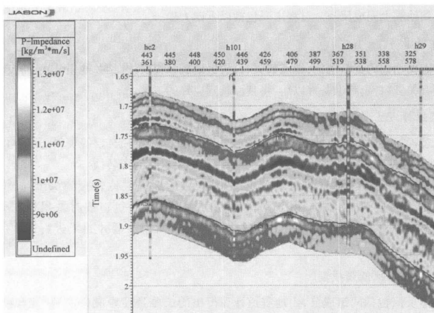


图 6－12　红柳泉三维工区过红参 2、红 101、红 28、红 29 井 Jason 反演剖面

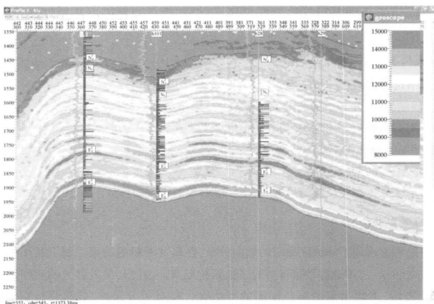


图 6－13　红柳泉三维工区过红参 2、红 101、红 28、红 29 井有色反演剖面

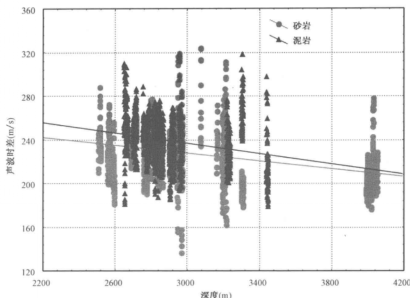


图6－14　红柳泉地区砂、泥岩声波时差与深度关系图

第三节　砂岩体识别及预测

一、波阻抗剖面砂体识别

利用反演资料识别砂体的直接依据是波阻抗的变化，故在解释砂体之前，首先必须明确研究区目的层的不同岩性的波阻抗变化规律，为反演资料识别砂体提供依据。

通常情况下，砂、粉砂及泥岩的波阻抗值都随深度的增加而增大，在相同深度处，砂岩的波阻抗高于粉砂岩，粉砂岩的波阻抗又高于泥岩。但是在柴西南地区，由于发育有膏岩、碳酸盐岩，加之泥岩中含有钙的成分，导致泥岩速度高，砂岩速度仅略高于泥岩速度，砂岩、泥岩速度相差较小（约200m/s左右）（图6－14）。砂岩的波阻抗值高于泥岩的波阻抗值，其间存在较多重叠区域。这样就很难用常规的波阻抗差异来区分砂泥岩的岩性。为此，本次研究从已知单井岩屑录井资料出发，建立已知井的岩性剖面，用此已知岩性的阻抗做色标来标定岩性。然后结合岩性剖面和反演剖面，从已知的经岩性剖面标定的阻抗层出发外推，预测岩性剖面附近的砂体分布。

二、砂岩体预测

据此，在反演剖面上，寻找那些与已知岩性剖面中的砂层连续性好、分布稳定，有一定的规模和遮挡条件的波阻抗的高值范围，再配合其他有利的成藏条件，即可以形成有利的岩性圈闭。从柴西南区岩性油藏成藏模式分析得知，柴西南区岩性圈闭有利分布为在下干柴沟组上段的烃源岩中的薄砂层和中浅层中没有构造的砂岩体。经过有色反演处理，本次研究发现红

柳泉地区都不乏砂体发育。以柴西南区红柳泉区块为例，发现波阻抗反演剖面中的中浅层（N_2^1）大量分布着各种类型的砂体，初步识别出了8个砂层，这些砂体将成为柴西南区岩性油藏下一步勘探的重点目标。

红柳泉在横剖面上为南陡北缓的不对称背斜，纵剖面上表现为自北西向南北倾斜的单斜，是一向东南倾没的同沉积鼻状构造，NE走向。红柳泉地区始终位于古阿拉尔水系下游入湖处，因此砂体异常发育。红柳泉地区红18附近的反演剖面显示，E_3^1底部砂体连续、稳定，E_3^2砂体形态更为清晰，层数也有明显增加。中浅层（N_2^1附近）砂层发育，从红18井外推的确定砂层有8套（T_2上4层，T_2下4层）（图6-15），其平面分布如图6-16和图6-17所示，这些砂体应作为下一步勘探的重点参考目标。

图6-15　红柳泉地区红18井附近下油砂山组波阻抗有色反演剖面

（图中1~8示意据红18岩性剖面外推的8个砂层）

红14附近的反演剖面也有相似结果，E_3^1底部砂体为分布连续大砂体，E_3^2垂向叠置的透镜体状砂体，间断明显。中浅层（N_2^1附近）砂层发育，共识别了7套砂层（T_2上4层，T_2下3层）（图6-18），其平面分布如图6-19和图6-20所示，这些砂体应作为下一步勘探的重点参考目标。

从反演结果来看，柴西南区中浅层不乏砂体，孤立的和连通的砂体都比较发育。红柳泉地区紧邻红狮生油凹陷，加之超压发育，有油源断层的沟通，具有较好的成藏条件，可作为下一步勘探的目标层位。

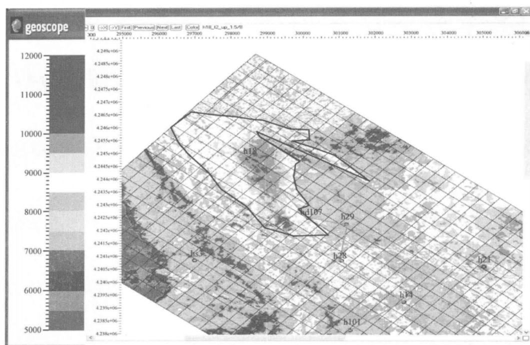


图 6－16　红 18 井附近第 1 砂层波阻抗反演平面图

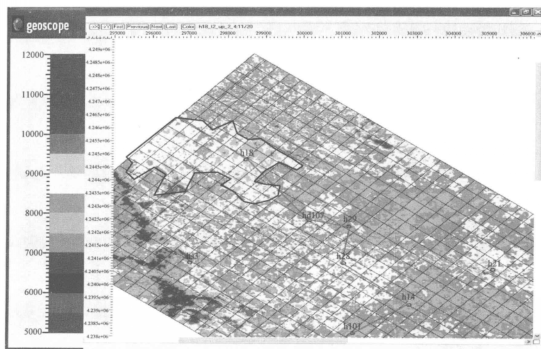


图 6－17　红 18 井附近第 3 砂层波阻抗反演平面图

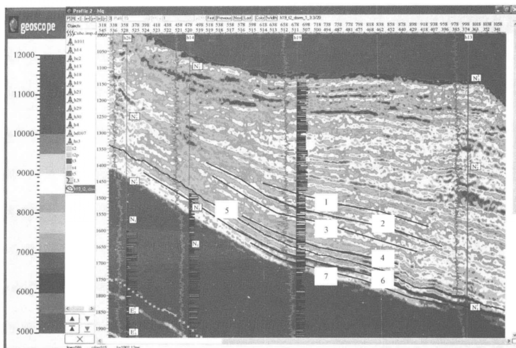


图 6－18　红柳泉地区红 14 井附近下油砂山组波阻抗有色反演剖面

（图中 1～7 示意据红 14 岩性剖面外推的 7 个砂层）

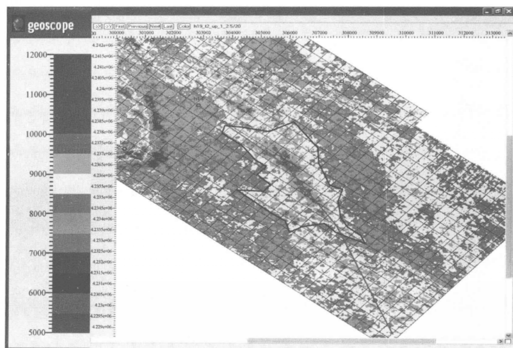


图 6－19　红柳泉地区红 14 井附近第 2 砂层波阻抗反演平面图

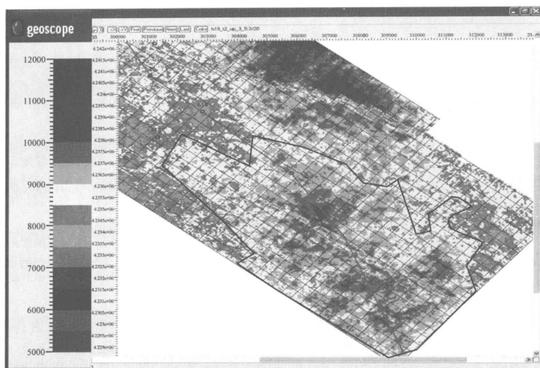


图 6－20　红柳泉地区红 14 井附近第 4 砂层波阻抗反演平面图

结　　语

通过研究对比柴西南区与东部断陷盆地岩性油气藏在成藏条件、成藏机理和勘探技术方面的异同，主要取得了以下成果和认识。

一、成藏条件与东部相当，勘探前景良好

以东部现有的成藏模式和分布规律来看，柴西南区岩性油藏成藏条件与东部断陷盆地相比各具特点。总的来说不利的条件是：① 储层与烃源岩空间配置；② 输导系统的侧向输导能力；③ 岩性油藏的后期保存条件。与东部相当的条件是：① 烃源岩条件；② 储层条件；③ 沉积体系发育条件。柴西地区岩性油藏勘探尚处于起步阶段，具有良好的勘探前景。

然而，不同的成藏条件下成藏模式应当也会存在差异。柴西地区在今后岩性油藏勘探的同时不断地构建新的适合柴西地区成藏特征的成藏模式，在新的成藏模式、新的勘探思路的指导下取得勘探重大突破。

1. 成藏条件特点

发育于不同构造应力背景下的东部断陷盆地和柴西坳陷发育了不同的构造单元（图 1）。它们各自的边界断层与湖岸线关系不同，造成控砂分布有差异。与东部控制的湖相沉积有所不同的是，柴西的阿尔金断裂带控制着河流—泛滥平原沉积以及冲积扇—水下扇沉积；昆北断裂控制着河流—泛滥平原沉积以及三角洲沉积。构造发展特征存在差异体现在柴西地区构造活动的"先弱后强"的发育过程上。另外一个与东部截然相反的方面是，柴西地区不同构造带之间特征相似，构造幅度大小有异而已。

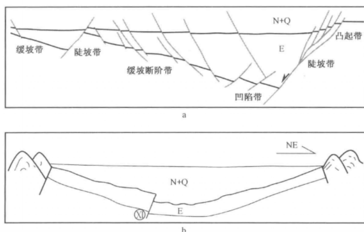


图 1　东部断陷盆地和柴西地区构造构造单元对比模式图

与东部相比，层序地层特征既有相似性，又有差异性。相似性体现在层序的旋回性、成因及内部组成上；差异性则表现在层序边界特征、层序空间分布特征及演化特征上（表 1）。

表 1　断陷湖盆和坳陷湖盆层序地层特征对比

类型	基本特征			分布特征				成因（控制因素）	演化特征		
	边界特征	内部特征	几何特征	旋回性	分带性	对称性	空间变尺度特点		阶段性	沉积体系特征变化	迁移性
断陷湖盆	一侧为断层边界,一侧为超覆边界或者两侧均为超覆边界	分为低位体系域、湖侵体系域、高位体系域(水退体系域),高位域发育,厚度大	箕状或地堑形,沉积层序呈楔状、丘状等	发育多套沉积层序,旋回性明显	具有分带性,不同构造带差异显著	内部不对称	层序横向分布不稳定,厚度有突变	构造沉降、湖平面变化、气候、物源注入量	演化分早期、中期和晚期三个阶段	早期:冲积—浅湖型沉积层序;中期:深断期深湖—半深湖型沉积层序	迁移性强
坳陷湖盆	以平行反射结构为主,不整一不明显,表现为上超角度低,削蚀不明显	可划分为低位体系域、湖侵体系域、高位体系域(水退体系域),总体上低位体系域更发育	碟形或不对称碟形	与上相似	不明显	内部以对称为主	层序横向分布稳定,厚度渐变	同上	与上相似	早期:河流层序,其低位域河流沉积体系发育;中期:主坳陷期层序,发育高位体系域和湖侵体系域	迁移性较弱

沉积体系发育特征也较为类似,都发育多水系物源,都发育多种沉积体系类型,以三角洲—水下扇沉积为主,所不同的是沉积体系的演化和充填具有不同的特征:断陷盆地沉积体系的演化特征表现为其充填的差异性、多样性及不对称性。坳陷盆地沉积体系的演化特征表现为其充填的稳定性、多样性及对称性(表 2)。另外,与东部断陷盆地多咸化旋回不同,柴西地区仅一个大的咸湖沉积旋回。

表 2　断陷湖盆和坳陷湖盆沉积体系特征对比

类型	基本特征			分布特征		
	沉积体系类型	基本沉积相	物源特征	纵向分布	横向变化	构造带差异
断陷湖盆	多种沉积体系类型:三角洲沉积、湖泊沉积、近岸扇和扇三角洲沉积以及浊流沉积	三角洲相、湖泊相、近岸扇和扇三角洲以及浊流沉积	发育多方向物源	受断裂活动控制,纵向上相带变化也较明显	沉积相带变化较快、分割性强,平面上沉积体系各不相同,相带变化快	陡坡带:主要发育冲积扇、扇三角洲、近岸水下扇;缓坡带:主要发育辫状河、三角洲及浊流沉积

续表

类型	基本特征			分布特征		
	沉积体系类型	基本沉积相	物源特征	纵向分布	横向变化	构造带差异
坳陷湖盆	多种沉积体系类型：河流沉积、三角洲沉积、湖泊沉积以及冲积扇和扇三角洲沉积	河流相、三角洲相、湖泊相以及冲积扇和扇三角洲	发育多水系、多物源	剖面上沉积体系继承性好（如柴西地区）	沉积相带继承性好	阿尔金山前：发育扇三角洲、冲积扇、辫状河三角洲；昆北断阶带：发育冲积扇、辫状河三角洲

与东部不同，柴西地区发育的烃源岩质量稍差：断陷盆地烃源岩有机质以腐泥型为主，干酪根类型以Ⅰ型为主，$Ⅱ_1$ 型次之；柴西则是以腐殖型为主，干酪根类型以Ⅱ—Ⅲ型为主，少量Ⅰ型。据长江大学统计数据，E_3^2 烃源岩TOC含量平均值为0.59%，氯仿沥青“A”含量平均值为0.168，生烃潜力为0.08～3.57。总的来说，东部渤海湾盆地烃源岩质量好于柴西地区。另外，柴西地区烃源岩成熟度稍低，R_o 一般小于1.0，平面分布较连续，生烃期较晚，总体表现为“单源单灶—晚生烃”（表3）。

表3 烃源岩特征对比表

类型	类型		丰度			成熟度	分布特征	
	干酪根类型	显微组分	TOC（%）	氯仿沥青“A”（%）	总烃（%）	R_o（%）	纵向分布	横向变化
断陷湖盆（济阳坳陷）	Ⅰ型为主，$Ⅱ_1$ 型次之	腐泥型	2.44	0.34	0.16	$Es_4^{上}$：>0.5 $Es_3^{下}$：>0.38 Es_1：0.3～0.8	多旋回，有多套主力烃源岩，如济阳坳陷有三套	分割性强，烃源岩分布分散，各生油洼槽分布不均
坳陷湖盆（柴西）	Ⅱ—Ⅲ型为主，少量Ⅰ型	腐殖型为主	0.37	0.084	0.0415	>0.7	单旋回，柴西地区发育一套主力生油岩	分布较广，连片分布

与东部相比，柴西地区储层物性质量并不差，但是单层厚度较东部小：东部断陷盆地储层物性较好，一般为中高孔、中高渗，典型岩性油藏的单层厚度在6～20m；柴西地区储层物性一般，以中低孔、中低渗储层为主，其中古阿拉尔水系形成的三角洲砂体，孔隙度大于15%，渗透率大于40mD；阿尔金山前的扇三角洲及昆仑山前小型三角洲砂体，孔隙度为10%～15%，渗透率为10～40mD。柴西砂体单层厚度在2～8m，平均厚度为4m左右。另一方面，柴西地区砂体分布范围也没有东部广泛，近物源呈环带状分布，湖盆内砂体不发育（表4）。

输导通道都是由骨架砂体、断层和不整合面构成。输导系统最大的差别是柴西地区侧向输导能力较为局限，主要以垂向为主；东部发育的“复式输导系统”则要复杂得多。

与东部相似，柴西南区岩性圈闭也具有类型多、形成早、有效期次多的特点。

表4　储集层特征对比表

类型	基本特征				成因		分布	
	储层类型	几何特点	物性特点	含油临界孔隙度	相控	成岩作用	横向变化	构造带分布
断陷湖盆	岩性圈闭以冲积和浊积储层为主	单层厚度较大	物性较好，以中高孔、中高渗储层为主	东营凹陷为13%，巴音都兰为10%～12%，乌里雅斯太为8%～10%	主要为扇三角洲、水下扇、浊积扇	成岩作用影响大	砂体发育范围广，呈现“满盆砂”特征	构造带控砂明显，多级控砂
坳陷湖盆	同上	单层厚度相对较小	物性较差，以中低孔、中低渗储层为主	红柳泉地区E_3^1油藏为8.3%，七个泉地区约为8%～9%	主要为三角洲和水下扇	同上	近物源呈环带状分布，湖盆内砂体不发育	不明显

2. 勘探潜力分析

1)“互补性”特征与勘探潜力

隐蔽油藏与构造油藏在形成和分布控制因素上存在明显的差别，隐蔽油藏的形成主要受沉积作用的控制，而构造油藏主要受构造作用的控制。岩性圈闭仅靠初次运移就可以成藏，但构造圈闭一般需要经过二次运移才能成藏，生油凹陷内岩性油藏受后期构造变动影响较小，但构造油藏一般都要受到后期构造运动的改造或破坏，隐蔽油藏可以分布在构造高部位，也可以分布在构造低部位，但构造油藏一般都分布在构造高部位。

柴西南隐蔽圈闭与构造圈闭的形成和分布的差异性决定了隐蔽油藏与构造油藏形成和分布遵循“互补性”原理。从资源量来说，柴西南总的资源量达7.06×10^8t，探明石油地质储量2.46×10^8t，以构造油气藏为主，隐蔽油藏占很少的比例，遵循“互补性”原理，柴西南隐蔽油气藏勘探潜力很大。

2)构造特征与勘探潜力

柴达木盆地经历多期构造运动的作用，形成不同成因和不同样式的构造格局。一般认为，强烈的构造活动对油气成藏是不利的。在柴西南地区，构造特征对岩性油气藏的成藏发挥了积极的作用，主要表现在两个方面：一方面古构造背景控制了储集砂体的展布。现今大量的地质现象告诉我们，当携带泥沙的流水经过相对高的部位时，在高部位面向水流来向的一方，泥沙几乎不能沉积或者沉积很少，而在背向水流来向的一方或者旁侧，由于流水的能量被高部位阻挡消耗，此时能量相对较低，泥沙比较容易沉积。柴西南区古构造背景与物源对储集砂体展布的控制机理即为如此。在此构造背景下形成的多期叠置的构造—岩性带易于捕获油气，形成油气富集区。另一方面是柴西地区晚期构造活动的开启性断层为油气运移提供通道。柴西地区油气运移以垂向运移为主，侧向运移能力有限，断层是柴西地区油气运移的主要通道。柴西南区成藏期较晚，主成藏期与柴达木盆地强烈晚喜马拉雅运动时期基本一致，在此期间的开启性断层活动与油气运移相一致，为柴西南区油气运移、聚集起到了关键性的作用。

3）层序地层特征与勘探潜力

据统计（Baum，1995），全世界86%的油气储于低位体系域中，有大约12%的油气储于水进体系域中，而只有2%的油气储于高位体系域中。根据对松辽盆地南部东南隆起区梨树凹陷的主要试油井段（计25个数据点）进行的层序地层学统计分析（瞿辉、赵文智，2000），有72%的油气层段分布在低位体系域中，24%的油气层段分布在高位体系域中，4%的油气层段分布在水进体系域中。除此以外，对梨树—德惠凹陷的65个主要含油气井段（即综合录井和测井资料综合解释均表明有油气显示的井段，共有165个数据点）进行的统计分析（瞿辉、赵文智，2000），得到了类似的结论：有81.3%的油气分布在低位体系域，13.25%分布在高位体系域，5.42%分布在水进体系域。这些数据充分说明，低位体系域在油气勘探中占有非常重要的地位。柴西南地区地位体系域发育，勘探潜力巨大。

4）“晚期成藏”特征与勘探潜力

尽管目前对于“晚期成藏”尚没有明确的定义，它只是指示了油气成藏时间的相对早晚，但是，大多数学者都倾向于指新近纪到第四纪以来的新构造运动过程中，特别是新近纪—第四纪所形成的油气藏。现有的研究普遍认为新构造运动影响下的晚期成藏是我国现今大多数油气藏、特别是气藏的共同特征（刘池洋，2003）。并指出中国近海新构造运动调整和控制了各含油气盆地的油气最终成藏和油气田的定型分布（龚再升，2004）。另外，统计表明中国目前发现了366个大中型油气田，其中212个是在新近纪—第四纪成藏，占总数的68.2%，探明储量占已发现大中型油气田探明储量的61%（贾承造，2006）。同时，由于柴达木盆地晚期构造活动强烈，成藏期较晚使得晚期形成的构造—岩性复合圈闭形成大中型油气藏成为可能；晚期构造活动期与油气主成藏期基本一致也减少了油气聚集后遭受的破坏。

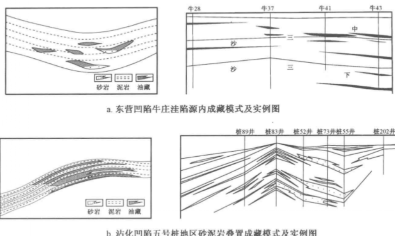
5）成藏模式特征与勘探潜力

一方面，从东部现有的成藏模式来看，柴西地区以上生下储型源下成藏模式占绝大多数，其他成藏模式发现的较少，这从另一个侧面也说明其他成藏模式的勘探潜力巨大。尤其源内以及大量砂泥岩薄互层叠置的成藏模式，由于其储集砂体与烃源岩接触关系十分有利，易于形成大中型油气藏。目前东部已发现的岩性油气藏，特别是大中型岩性油气藏中，这种模式形成的岩性油气藏占主导地位。例如东营凹陷牛庄洼陷，沙三中、下亚段为主要含油层系，含油砂体面积小（一般小于0.5km^2），油层相对分散，往往呈单层出现，砂体四周受烃源岩的包裹，在浮力等油气成藏动力的作用下，砂岩透镜体周围有效烃源岩生成大量油气进入储层，并富集形成石油地质储量为$6388 \times 10^4 t$的岩性油藏（图2a）。又如沾化凹陷孤东洼陷五号桩地区沙三中、下亚段为深水浊积砂体，其分布范围达70km^2，各砂层与沙三段有效烃源岩频繁间互，二者之间接触面积大，有利于油气大量富集，使得沙三中、下亚段四个砂组成为五号桩油田的主要含油层，探明含油面积46.1km^2，石油地质储量$5976.0 \times 10^4 t$（图2b）。另有东营凹陷营11透镜状岩性油气藏，已探明含油面积12.3km^2，地质储量为$1487 \times 10^4 t$。另一方面，随着新技术的引进，岩性油藏勘探的思路和观念也会不断更新。新的成藏模式随之构建，柴西地区岩性油藏勘探也必将打开新的局面。

二、成藏机理和分布规律研究有待深入

与东部相似，柴西地区发育异常高压。但东部断陷盆地生烃期早，充注期次多，表现为“多期成藏”；相对来讲，柴西地区成藏期晚，充注期晚，表现为“晚期成藏”。

另外，东部对成藏模式和分布规律的研究比较深入：东部断陷盆地发育两大类典型的成藏



a. 东营凹陷牛庄洼陷源内成藏模式及实例图

b. 沾化凹陷五号桩地区砂泥岩叠置成藏模式及实例图

图 2　济阳坳陷源内成藏模式形成的大中型岩性油气藏模式及实例图

模式，即源内成藏和源外成藏。其中源内成藏一般是指自生自储型成藏模式；源外成藏又包括上生下储型、下生上储型成和源外旁生侧储型成藏模式。和东部类似，柴西地区也发育有这两种类型的岩性油藏，但由于柴西地区侧向输导不发育，导致源外旁生侧储型成藏模式并不发育。柴西地区由于发现岩性油藏有限，成藏模式还有待继续深入研究。

总的说来，东部断陷盆地和柴西地区油藏分布都具有"互补性"特征。东部断陷盆地岩性油藏表现为"多元成藏—主元富集"的分布规律。柴西地区岩性油藏表现出"源控"和"相控"分布特征，但由于发现岩性油藏有限，其分布规律还有待继续总结。

三、勘探技术有待深化

勘探思路方面，东部经过多年勘探，总结出了二连盆地的"滚动勘探"、冀东油田的"精细勘探"以及胜利油田的"全面勘探"等勘探思路。柴西南区的岩性油藏勘探应采取"深化源内"和"积极探索中浅层"的"深浅并举"的思路。

配套技术和关键技术的选用上与东部基本一致，但是部分技术在应用的深度和广度上较东部还有差距，在某些方面的研究还需加强。总的说来，主要有以下的研究需要改进或深入：① 层序地层学研究相对薄弱：开展的研究工作有限，各研究单位的方案不尽相同，缺乏整体性，没有实现工业化生产。② 对地震相的研究不深入，应用不广泛：典型地震相没有标定，地震相模式没有总结。③ 地震反演应用有待改进：反演方法需改进，波阻抗色标的岩性标定技术需推广。④ 对岩性油藏的成藏机理研究不够深入、不够系统，应用不广泛。

为此，本研究提出以下技术改进方向：

(1) 柴西南地区需加强对层序地层的研究和对岩性油藏成藏机理的研究。针对层序地层学研究存在的问题，建议层序地层学研究要做统一、做精细。

(2) 柴西南地区应发展的针对性技术：三维地震采集技术、地震相技术以及适用于本地区的储层反演技术。

柴达木盆地由于具有特殊的山地复杂地质地表条件，地震工作十分困难；同时山地中坚硬地层出露地表，而且存在大量的冲沟、悬崖峭壁，使干扰和有效反射信号耦合在一起难以区别。由此导致地震资料品质差。柴达木英雄岭地区、穹隆山地区以及库车地区成为国内地震攻关

的三大难点地区。二次三维地震采集技术难度较大。

柴西南地区对地震相的研究不深入，应用不广泛，典型的地震相没有标定，典型的地震相模式也没有总结。

在柴西南区岩性油气藏滚动勘探过程中，不宜选用模型控制很强的 Jason 反演，主要有以下三个方面的原因：① 边缘相地层及岩性变化快，有井约束反演效果不理想，按层插值的Jason反演算法不太适用；② 子波提取因井而异，也因层段而异，常规反演无法保证子波的合理性；③ 反演后波阻抗显示时不宜用连续色标，连续色标显示不出砂岩的位置。

针对上述存在问题，本研究推荐使用具有以下技术特色的有色反演：① 在频率域提取匹配算子，回避子波提取处理；② 井约束程度低，人为控制因素少，波阻抗反映岩性横向变化；③ 用井中已知岩性波阻抗来确定不连续色标，然后用不连续色标显示剖面，可以较好地识别砂体。

四、有利区带研究需要加强

通过以上成藏条件和分布特征的分析，本研究认为应加强对构造低幅度地区砂体的勘探，指出柴西南区岩性油藏勘探的平面有利分布区为：七个泉—花土沟内带和砂西—尕斯—乌南深断裂带附近；纵向上的有利目标层段为：E_3^2 烃源岩中的叠合连片砂层和中浅层 N_2^1—N_2^2 中发育的有断层沟通的构造低部位的砂体。

参考文献

马文璞 . 1992. 区域构造解析 . 北京:地质出版社
王飞宇,金之钧,吕修祥,等 . 2002. 含油气盆地成藏期分析理论和新方法 . 地球科学进展,17(5):755 ~ 760
王捷,关德范 . 1999. 油气生成运移聚集模型研究 . 北京:石油工业出版社
王琪,史基安,肖立新,等 . 1998. 石油侵入对碎屑储集岩成岩序列的影响及其与孔隙演化的关系 . 沉积学报,16(3):97 ~ 101
中国石油勘探开发研究院实验中心,中国石化江汉油田分公司勘探开发研究院 . 2003. 碎屑岩成岩阶段划分.(SY/T 5477—2003)北京:行业标准—石油(CSIC - SY)
石广仁 . 1994. 油气盆地数值模拟方法 . 北京:石油工业出版社
叶加仁,杨香华 . 2001. 沉积盆地热流体活动及其成藏动力学意义 . 沉积学报,19(2):214 ~ 218
田世澄,毕研鹏 . 2000. 论成藏动力学系统 . 见:田世澄,毕研鹏主编 . 论成藏动力学系统 . 北京:地震出版社,3 ~ 9
田世澄 . 1996. 论成藏动力系统 . 勘探家,1(2):20 ~ 25
田世澄 . 1997. 论成藏动力学系统的划分和类型 . 北京:石油工业出版社
付广,王有功,苏玉平 . 2006. 超压泥岩盖层封闭性演化规律及其研究意义 . 矿物学报,26(4):453 ~ 458
付广,苏玉平 . 2006. 泥岩盖层抑制浓度封闭形成与演化及其研究意义 . 沉积学报,24(1):141 ~ 147
付广,杨勉 . 2001. 断陷盆地油气成藏模式及分布特征 . 石油实验地质,23(4):408 ~ 423
付广,薛永超,杨勉 . 1999. 异常孔隙流体压力的成因及其贡献探讨 . 海相油气地质,4(4):46 ~ 50
付广 . 1997. 欠压实泥岩是最有利的油气封盖层 . 小型油气藏,(1):11 ~ 15
付广 . 2007. 泥岩盖层的超压封闭演化特征及封气有效性 . 大庆石油学院学报,31(5):7 ~ 9
毕研鹏 . 2000. 富林洼陷成藏动力学系统综合研究与含油远景评价 . 见:田世澄,毕研鹏主编 . 论成藏动力学系统 . 北京:地震出版社,105 ~ 128
吕延防,付广,张发强,等 . 2000. 超压盖层封烃能力的定量研究 . 沉积学报,18(3):465 ~ 468
吕延防,付广,高大岭 . 1996. 油气藏封盖研究 . 北京:石油工业出版社
刘林玉 . 1996. 吐鲁番—哈密盆地中生界砂岩次生孔隙研究 . 石油实验地质,17(3):317 ~ 324
刘震,邵新军,金博,等 . 2007. 压实过程中埋深和时间对碎屑岩孔隙度演化的共同影响 . 现代地质,21(1):125 ~ 132
刘震,武耀辉 . 1997. 泥岩压实程度与热成熟度关系分析 . 地质论评,43(3):290 ~ 296
刘震,赵阳,肖伟,等 . 2005. 内蒙古二连盆地岩性油藏形成与分布的优势性特征 . 现代地质,19(04):570 ~ 578
刘震,赵阳,金博 . 2006. 沉积盆地岩性地层圈闭成藏主控因素分析 . 西安石油大学学报,21(4):1 ~ 5
刘震,赵阳,梁全胜,等 . 2007. 隐蔽油气藏形成与富集 . 北京:地质出版社
刘震,贺维英,韩军,等 . 2000. 准噶尔盆地东部地温地压系统与油气运聚成藏的关系 . 石油大学学报,24(4):15 ~ 20
刘震,梁全胜,肖伟,等 . 2005. 内蒙古二连盆地岩性圈闭早期形成和多期形成特征分析,现代地质,19(3):403 ~ 408
刘震,曾宪斌,张万选 . 1997. 沉积盆地地温与地层压力关系分析 . 地质学报,71(2):180 ~ 185
刘震,戴立昌,赵阳,等 . 2005. 济阳坳陷地温—地压系统特征及其对油气藏分布的控制作用 . 地质科学,40(1):1 ~ 15
刘震 . 1997. 储层地震地层学 . 北京:地质出版社
寿建峰,朱国华,张惠良 . 2003. 构造侧向挤压与砂岩成岩压实作用以塔里木盆地为例 . 沉积学报,21(1):90 ~ 95
寿建峰,朱国华 . 1998. 砂岩储层孔隙保存的定量预测研究 . 地质科学,32(2):224 ~ 249
寿建峰,张惠良,斯春松等 . 2005. 砂岩动力成岩作用 . 北京:石油工业出版社
寿建峰,斯春松,张达 . 2004. 库车坳陷下侏罗统岩石古应力场与砂岩储层性质 . 地球学报,25(4):447 ~ 452
寿建峰,斯春松 . 2001. 塔里木盆地库车坳陷下侏罗统砂岩储层性质的控制因素 . 地质论评,47(3):273 ~ 277

寿建峰．1999. 碎屑岩储层控制因素及钻前定量地质预测．海相油气地质，4(1)：20～24
杜金虎，刘震．2003. 二连盆地隐蔽油藏勘探．北京：石油工业出版社
杜栩，郑洪印，焦秀琼．1995. 异常压力与油气分布．地学前缘，2(3～4)：137～149
杨晓宁，陈洪德，寿建峰，等．2004. 碎屑岩次生孔隙形成机制．大庆石油学院学报，28(01)：4～6
杨家琦．1994. 川中—川南过渡带雷21亚段水文地质与天然气运聚关系．天然气工业，14(4)：13～18
李丕龙，陈冬霞，庞雄奇．2002. 岩性油气藏成因机理研究现状及展望．油气地质与采收率，9(5)：1～3
李丕龙，庞雄奇．2004. 陆相断陷盆地隐蔽油气藏形成——以济阳坳陷为例．北京：石油工业出版社
李丕龙．2000. 断陷盆地油气聚集模式及其动力学特征．石油大学学报，24(4)：26～29
李东霞，苏玉亮．2006. 非混相驱替中毛管压力的影响研究．油气地质与采收率，13(1)：85～87
李明诚．1994. 石油与天然气运移(第2版)．北京：石油工业出版社
沃尔特・施密特．1982. 砂岩成岩过程中的次生储集孔隙．北京：石油工业出版社
沈平平．2000. 油水在多孔介质中的运动理论与实践．北京：石油工业出版社
张义纲等．1991. 天然气的生成聚集和保存．南京：河海大学出版社
张云峰，付广．2000. 砂岩透镜体油藏聚油机理及成藏模式．断块油气田，7(2)：12～14
张文淮，陈紫英．1993. 流体包裹体地质学．武汉：中国地质大学出版社
张枝焕，常象春，曾溅辉．1998. 水—岩相互作用研究及其在石油地质中的应用．地质科技情报，17(3)：69～73
张树林，叶加仁，杨香华，等．1997. 断陷盆地的断裂构造与成藏动力系统．北京：地震出版社
张树林，田世澄，陈建渝，等．1999. 陆相断陷盆地的成藏动力系统．见：成油体系与成藏动力学论文集．北京：地震出版社，36～42
张树林，田世澄，陈建渝．1997. 断裂构造与成藏动力系统．石油与天然气地质，18(4)：261～266
张厚福，方朝亮，高先志，等．1999. 石油地质学．北京：石油工业出版社
张琴，钟大康，朱筱敏，等．2003. 东营凹陷下第三系碎屑岩储层孔隙演化与次生孔隙成因．石油与天然气地质，24(3)：281～285
张博全，王岫云．1989. 油(气)层物理学．武汉：中国地质大学出版社
陈冬霞，庞雄奇，翁庆萍，等．2003. 岩性油藏三元成因模式及初步应用．石油与天然气地质，24(3)：228～232
陈丽华，赵澄林．1999. 碎屑岩天然气储集层次生孔隙三种成因机理．石油勘探与开发，26(5)：77～79
陈艳鹏，刘震，李鹤永，等．2007. 柴西南区古近系岩性圈闭形成期次分析．西安石油学院学报(自然科学版)．22(1)：17～20
陈晓东，王先彬．1999. 压力对有机质成熟和油气生成的影响．地球科学进展，14(1)：31～36
邵新军，刘震．1999. 沉积盆地地层古埋深的恢复．石油勘探与开发，26(3)：33～35
苗建宇，祝总祺，刘文荣，等．2000. 济阳坳陷下第三系温度、压力与深部储层次生孔隙的关系．21(3)：36～40
罗晓容．2003. 油气运聚动力学研究进展及存在问题．天然气地球科学，14(5)：337～346
罗蛰潭，王允诚．1986. 油气储集层的孔隙结构．北京：科学出版社
郑有业，李晓菊，马丽娟，等．1998. 有机包裹体在生油盆地研究中的应用．地学前缘，5(1－2)：325～331
郑浚茂，庞明．1989. 碎屑储集岩的成岩作用研究．北京：中国地质大学出版社
郑朝阳，张文达，朱盘良．1996. 盖层类型对油气运聚的控制作用．石油与天然气地质，17(2)：96～101
赵重远．1988. 石油地质学进展．北京：地质出版社
赵霞飞，张塞，张百灵，等．2002. 陆相低渗透储层的形成机制与区域评价．北京：地质出版社
郝芳，孙永传，李思田，等．1996. 活动热流体对有机质热演化和油气生成作用的强化．地球科学，21(1)：68～72
郝芳，邹华耀，王敏芳等．2002. 油气成藏机理研究进展和前沿研究领域．地质科技情报，21(4)：7～14
胡海燕．2004. 油气充注对成岩作用的影响．海相油气地质，2004，9(1～2)：85～89
柳少波，顾家裕．1997. 包裹体在石油地质研究中的应用与问题讨论．石油与天然气地质，18(4)：326～328
施继锡，李本超，傅家谟，等．1987. 有机包裹体及其与油气的关系．中国科学(B辑)，3：318～325
施继锡，余孝颖．1996. 碳酸盐岩中包裹体有机质特征与非常规油气评价．矿物学报，16(2)：103～108

祝厚勤,庞雄奇,姜振学,等.2007. 东营凹陷岩性油藏成藏期次与成藏过程. 地质科技情报,26(01):65~70
祝总棋,苗建宇,刘文荣等.1997. 论压力封存箱及其对次生孔隙的保护作用. 西北大学学报(自然科学版),27(1):73~78
贾承造,何登发,石昕,等.2006. 中国油气晚期成藏特征. 中国科学D辑(地球科学)36(5):412~420
徐凤银,彭德华,侯恩科.2003. 柴达木盆地油气聚集规律及勘探前景. 石油学报,24(4):1~6
黄思静,侯中键.2001. 地下孔隙度和渗透率在空间和时间上的变化及影响因素. 沉积学报,19(2):224~230
黄洁,朱如凯,侯读杰,等.2007. 深部碎屑岩储层次生孔隙发育机理研究进展. 地质科技情报,26(6):76~82
龚再升.2004. 中国近海含油气盆地新构造运动与油气成藏. 地球科学—中国地质大学学报,29(05):513~519
葛家理.1982. 油气层渗流力学. 北京:石油工业出版社,28~29
蒋有录,谭丽娟,荣启宏,等.2003. 东营凹陷博兴地区油气成藏动力学与成藏模式. 地质科学,38(3):413~424
覃建雄.1992. 矿物包裹体在沉积学中的应用. 矿物岩石,12(2):132~142
覃建雄.1994. 流体包裹体在沉积盆地分析中的应用. 地质科学情报,13(2):39~42
曾溅辉,王洪玉.1999. 输导层和岩性圈闭中石油运移和聚集模拟实验研究. 地球科学——中国地质大学学报,24(2):193~196
曾溅辉,王捷等.2002. 油气运移机理及物理模拟. 北京:石油工业出版社
解习农,王其允,李思田.1997. 沉积盆地泥质岩石的水力破裂与幕式压实作用. 科学通报,42(20):2193~2195
解习农,刘晓峰,胡祥云,等.1998. 超压盆地中泥岩的流体压裂与幕式排烃作用. 地质科技情报,17(4):59~64
解习农,刘晓峰.2000. 超压盆地流体动力系统与油气运聚关系. 矿物岩石地球化学通报,19(2):103~107
褚庆忠,张树林.2002. 含油气盆地成藏动力学研究综述. 世界地质,21(1):24~29
蔡进功,张枝焕,朱筱敏等.2003. 东营凹陷烃类充注与储集层化学成岩作用. 石油勘探与开发,30(3):79~83
谭丽娟,蒋有录.2003. 渤海湾盆地东营—惠民凹陷油气成藏模式和油气富集控制因素. 石油实验地质,25(4):366~372
Jean du Rouchet 著,尚慧云,王会祥译.1988. 应力场—石油运移的关键. 北京:石油工业出版社
Athy L F. 1930. Density, porosity and compaction of sedimentary rock. AAPG Bulletin, 14:1~24
Berg R R. 1975. Capillary pressures in stratigraphic traps. AAPG Bulletin, 59(5):939~956
Bethke C M. 1985. Americal model of compaction driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohychology of intracratonic sedimentary basins. Journal of Geophysical Research, 90(8):6817~6828
Bhullar A G, Karlsen D A, Backer - Owe K, et al. 1999. Dating reservoir filling - a case study from the North Sea. Marine and Petroleum Geology, 16:581~603
Bloch S. 1991. Empirical prediction of porosity and permeability in sandstone. AAPG Bulletin, 75(7):1145~1160
Castagna J P, Batzle M L, Eastwood R L. 1985. Relationship between compressional wave and shear wave velocities in clastic silicate rocks, Geophysics, 50(4)
Emmous W H. 1924. Experiments on Accumulation of Oil in Sands. AAPG Bulletin, 5:103~104
England D A. 1987. The movement entrapment of petroleum fluid in the subsurface. Journal of Geological Society, Landon, 114:327~347
Garven G. 1989. A hydro - geologic model for the formation of the giant oil sands deposits of the Western Canada sedimentary basin. American Journal of Science, 289:105~166
George S C, Ahmed M, Liu K, et al. 2004. The analysis of oil trapped during secondary migration. Organic Geochemistry, 35:1489~1511
George S C, Krieger F W, Eadington P J, et al. 1997. Geochemical comparison of oil - bearing fluid inclusions and produced oil from the Toro sandstone, Papua New Guinea. Organic Geochemistry, 26:155~173
George S C, Lisk M, Summons R E, et al. 1998. Constraining the oil charge history of the South Pepper oilfield from the analysis of oil - bearing fluid inclusions. Organic Geochemistry, 29:631~648
Hayes J B. 1991. Porosity evolution of sandstone relates to vitrinite reflectance. Organic Geochemistry, 17:117~129

Hindle A D. 1997. Petroleum migration pathways and charge concentration: A three - dimensional model. AAPG Bulletin, 81(9): 1451 ~ 1481

Hobson G D, Tiratsoo E N. 1981. Introduction to Petroleum Geology(2nd Edition). Houston: Gulf Publishing, 352

Hobson G D. 1954. Some Fundamentals of Petroleum Geology. London: Oxford University Press, 1 ~ 139

Hobson G D. 1997. Petroleum geology: Two decades of change. Journal of petroleum geology, 20(2): 245 ~ 247

Hunt J. 1990. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments. AAPG Bulletin, 74: 1 ~ 12

Jones D M, Macleod G. 2000. Molecular analysis of petroleum in fluid inclusions: a practical methodology. Organic Geochemistry, 31: 1163 ~ 1173

Lee M K, Bethke C M. 1994. Ground water flow late cementation, and petroleum accumulation in the Permian Lyons sandstone, Demer Basin. AAPG, 78(2): 217 ~ 237

Magara K. 1981. Mechamisms of natural fracturing in a sedimentary basin. AAPG Bulletin, 65: 123 ~ 132

Magoon L B, Dow W G. 1994. The Petroleum System from Source to Trap. AAPG Memoir, 60: 3 ~ 23

Magoon L B. 1988. The petroleum system; a classification scheme for research, exploration, and resource assessment. In: Magoon L B. ed. Petroleum systems of the United States. U. S. Geological Survey Bulletin. 18: 2 ~ 15

Marchand A M E, Smalley P C, Haseldine R S et al. 2002. Note on the importance of hydrocarbon fill for reservoir quality prediction in sandstones. AAPG Bulletin, 86(9): 1561 ~ 1571

Maxwell J C. 1964. Influence of Depth, Temprature and Geologic Age on Porosity of Quartz sandstones. AAPG, 48(5): 697 ~ 709

McAulife C D. 1979. Oil and gas migration - chemical and physical constraints. AAPG Bulletin, 63 (5): 767 ~ 781

Morad S, Ketzer J M, deRos L F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47(Supple. 1): 95 ~ 120

Oborne M J, Swarbrick R E. 1999. Diagenesis in North Sea HP - HT clastic reservoirs - consequences for porosity and overpressure prediction. Marineand Petroleum Geology, 16: 337 ~ 353

Parnell J, Middleton D, Honghan C, et al. 2001. The use of integrated fluid inclusion studies in constraining oil charge history and reservoir compartmentation: examples from Jeanne d' Arc Basin, offshore Newfoundland. Marine and Petroleum Geology, 18: 535 ~ 549

Peter J Ortoleva. 1994. Basin compartmentation: Definitions and mechanisms. AAPG Memoir, 61: 39 ~ 50

Poulet M. 1976. Apport des experiences de mecanique des roches a la geologie structure des basin sedimentaires: Inst. Francais Petrole Rev. 31: 781 ~ 822

Roberts S J, Nunn J A. 1995. Episodic fluid expulsion from geopressured sediments. Marine and Petroleum Geology, 12 (2): 195 ~ 204

Schere M. 1987. Parameters influencing porosity in sandstones: A model for sandstone porosity prediction. AAPG Bulletin, 71: 485 ~ 491

Schmoker J. 1988. Sandstone porosity as function of thermal maturity. Geology, 16: 1007 ~ 1010

Schwark L, Stoddart D, Keuser C, et al. 1997. A novel sequential extraction system for whole core plug extraction in a solvent flow - though cell - application to extraction of residual petroleum from an intact pore - system in secondary migration studies. Organic Geochemistry, 26: 19 ~ 31

Secor D T. 1965. Role of fluid pressure in jointing: Am. Jour. Sci, 263: 633 ~ 646

Selley R C. 1978. Porosity gradients in North Sea oil - bearing sandstones. Journal of the Geological Society of London, 135: 119 ~ 132

Siever R. 1983. Burial history and diagenetic reaction kinitics. AAPG Bulletin, 67: 684 ~ 691

Stainforth J G. 1990. Primary migration of hydrocarbons by diffusion through organic matter networks and its effect on oil and gas generation. Geochemistry, 16(1): 1 ~ 3

Surdam R C, Crossey L J, Hagen E S, et al. 1989. Organic – inorganic and sandstone diagenesis. AAPG Bulletin, 73 (1): 1 ~ 23

Surdam R C, Boese S W, Crossey L J. 1984. The chemistry of secondary porosity. AAPG Memoir, 37: 127 ~ 149

Walderhaug O. 2000. Modeling quartz cementation and porosity in Middle Jurassic Brent Groups and stones of the Kvitebjorn field, northern North Sea: AAPG Bulletin, 84(9): 1325 ~ 1339

Wilhelms A, Horstad I, Karlsen D. 1996. Sequential extraction – a useful tool for reservoir geochemistry. Organic Geochemistry, 24: 1157 – 1172

Wilkinson M D, Darby R S, Haszeldine, et al. 1997. Secondary porosity generation during deep burial associated with overpressure leak – off, Fulmar formation, UK Central Graben. AAPG Bulletin, 81: 803 ~ 813

Worden R H, Morad S. 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: Worden R H, Morad S eds. Quartz cementation in sandstones: International Association of Sedimentologists Special Publication 29: 1 ~ 205